

Н.И. Ерёмин

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Издание второе,
исправленное и дополненное

*Рекомендовано Министерством образования
и науки Российской Федерации
в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению
«Геология» и специальностям
«Геология», «Геохимия»*



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА



МОСКВА
2007

ИКЦ «АКАДЕМКНИГА»

УДК 553.6
ББК 26.342
Е 69

Рецензенты:

кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки РУДН;
доктор геолого-минералогических наук, профессор *В.В. Наседкин* (ИГЕМ РАН)

Еремин Н.И.

Е 69 Неметаллические полезные ископаемые: Учебное пособие. — 2-е изд., испр. и доп. — М.: Изд-во МГУ; ИКЦ «Академкнига», 2007. — 459 с.

ISBN 978-5-211-05370-0

ISBN 978-5-94628-285-7

В учебном пособии рассмотрены основные неметаллические полезные ископаемые: апатиты, фосфориты, натриевые, калийные и калийно-магниевые соли, сера, бор, асбест и другие, а также пьезооптическое сырье, драгоценные и поделочные камни, различные горные породы как строительско-конструкционные материалы. Приведены главнейшие геолого-промышленные и генетические типы месторождений, иллюстрируемые многочисленными российскими и зарубежными промышленными объектами.

Описаны типоморфные месторождения соответствующих химических элементов, минералов, кристаллов и скрытокристаллических веществ горных пород; приведено их геологическое строение, размеры и состав рудных тел, рассмотрен генезис, а в ряде случаев горно-технические условия, способы и масштабы их разработки, качество сырья, его переработка и использование. Геологическое описание отдельных месторождений приводится впервые.

Для студентов, магистрантов и аспирантов геологических кафедр и факультетов университетов.

ISBN 978-5-211-05370-0

ISBN 978-5-94628-285-7

УДК 533.6
ББК 26.342

© Издательство Московского университета, 2007

*250-летию Московского государственного
университета им. М.В. Ломоносова
посвящается*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В существующей программе обучения студентов геологических и геохимических специальностей университетов курс "Неметаллические полезные ископаемые" является завершающей, третьей частью более общей учебной дисциплины "Полезные ископаемые". Предлагаемое 2-е издание учебного пособия отражает содержание лекций, многие годы читаемых автором на геологическом факультете Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Его построение находится в соответствии с номенклатурой неметаллических полезных ископаемых в общей систематике минерального сырья, предложенной академиком В.И. Смирновым, с выделением месторождений химических элементов или их соединений, минералов, кристаллов и скрытокристаллических веществ, горных пород и учитывающей главные области использования минерального сырья.

Одно из центральных мест в книге отводится геологическому описанию индивидуальных месторождений как российских, так и зарубежных, являющихся характерными представителями главных мировых геолого-промышленных и генетических типов независимо от их размеров и степени промышленного освоения (в том числе и отработанных). Автор считает, что знание конкретных эталонных месторождений, их геологической позиции, структуры, минерального и химического состава руд и вмещающих их пород необходимо геологу в той же мере, как и знание минералов и горных пород.

Помимо широко известных уже неоднократно описанных в литературе классических месторождений читатель найдет в книге характеристику малознакомых объектов неметаллического сырья, главным образом зарубежных, с отдельными из которых автор познакомился лично. Это месторождения флюорита, глин и каолинов, строительного камня Великобритании, керамических пегматитов, кварцитов и карбонатитов Финляндии, фарфоровых камней, цеолитов, баритов и цементного сырья Японии, строительного камня и сырья для каменного литья США.

Первое издание учебника появилось в 1991 г. незадолго до распада Союза Советских Социалистических Республик (СССР), ставших суверенными независимыми государствами. Некогда самодостаточная минерально-сырьевая база единой великой страны как фундамент ее экономики оказалась расчлененной появившимися границами с разрывом исторически существовавших связей между источниками и потребителями сырья. В настоящее время даже Российская Федерация как самое крупное государственное образование на территории бывшего СССР испытывает острейший дефицит во многих видах минерального сырья, в том числе и неметаллического.

За прошедшие 14 лет наряду со сменой общественно-политического строя в этих новых государствах утвердились и новые экономические отношения, основанные на частной собственности и предпринимательской инициативе. Ныне значительная часть месторождений полезных ископаемых находится в руках частных компаний (в том числе и зарубежных), различных акционерных обществ и отдельных лиц, эксплуатирующих эти объекты и заинтересованных по законам рынка в первую очередь в получении быстрой и максимальной прибыли. Внимание к тем или иным полезным ископаемым стало определяться не их "народно-хозяйственной значимостью", а "ликвидностью", т.е. спросом на внутреннем и (особенно!) на внешнем рынках. По этой же причине резко возросли требования к качеству добываемого минерального сырья и к товарным продуктам его переработки.

Изменился и подход к геолого-экономической оценке месторождений, основу которой составила рентабельность отработки его запасов при существующем уровне цен на внешнем рынке; как следствие – необходимость переоценки разведанных запасов, выделения из них экономически эффективной на текущий момент, "активной" их части. Между тем сложная социально-экономическая обстановка в целом ряде субъектов Российской Федерации, а также комплекс проблем, связанных в конечном счете с национальной безопасностью страны, требуют усиления роли государства в определении приоритетов освоения месторождений, учитывающих не только экономические, но и социальные, и политические факторы.

С учетом изложенных реалий автором при сохранении общей структуры книги (4 раздела, объединяющие 21 главу) внесены со-

ответствующие коррективы в текст, а также существенно расширены разделы III и IV, связанные с наиболее востребованными в настоящее время индустриально-каменсалоцветным (включая алмазы) сырьем, строительно-конструкционными материалами и сырьем для их производства.

Имея в виду, что первое издание книги было допущено в качестве учебника для студентов геологических и геохимических специальностей университетов бывшего СССР, а также принимая во внимание нарастающие позитивные интеграционные процессы в экономической, научной и образовательной сферах между Российской Федерацией и странами ближнего зарубежья, автор сохранил весь фактический материал, связанный с характеристикой соответствующих месторождений Казахстана, Украины, Белоруссии, Эстонии, Грузии, Азербайджана, Армении и республик Средней Азии.

Отдавая дань светлой памяти академика В.И. Смирнова, профессора Н.П. Ермакова, доцентов П.Н. Маркова и А.А. Максимова, стоявших у истоков создания учебного курса "Неметаллические полезные ископаемые" в Московском университете, автор выражает глубокую благодарность всем сотрудникам кафедры полезных ископаемых и геологического факультета МГУ, содействовавшим появлению этой книги. Особая признательность Поздняковой Нине Васильевне и сыну — Ерёмину Николаю Николаевичу, оказавшим неоценимую помощь в подготовке рукописи к изданию. Автор благодарен ректору Московского университета им. М.В. Ломоносова академику В.А. Садовничему за поддержку в издании книги.

Критические замечания просьба направлять по адресу: 119992, Москва, ГСП-2, Ленинские горы, МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии полезных ископаемых. Они будут приняты автором с благодарностью и учтены в работе по дальнейшему совершенствованию книги.

ВВЕДЕНИЕ

К неметаллическим полезным ископаемым относится обширная группа минералов и горных пород, из которых не извлекают в качестве главного компонента большинство металлов, которые не представляют собой углеводороды и углеводородные виды энергетического сырья, гидроминеральные и газообразные ресурсы.

Область применения неметаллических полезных ископаемых чрезвычайно широка: по существу, нет ни одной отрасли народного хозяйства, где бы в той или иной мере не использовалось это сырье. В настоящее время насчитывается свыше 150 видов неметаллических полезных ископаемых, используемых в естественном или переработанном виде. Из них получают различные химические элементы, включая некоторые металлы (серу, фосфор, хлор, фтор, калий, натрий и др.), и их соединения. Среди последних присутствуют и специфические виды топлива (соединения бора, фтора и др.).

Помимо сырья, из которого извлекают в качестве полезных компонентов химические элементы и их соединения, к неметаллическим полезным ископаемым относятся промышленные минералы (в том числе монокристаллы и кристаллические агрегаты) и промышленные горные породы, обладающие ценными с практической точки зрения физическими (электропроводность, плотность и др.), химическими (растворимость, кислотоупорность, щелочеупорность и др.) и техническими (монолитность, декоративность, абразивность, огнестойкость и др.) свойствами.

Сертификация неметаллических полезных ископаемых по их различным физическим и химическим свойствам (зачастую по

нескольким одновременно!) предопределяет сложность геолого-экономической оценки их месторождений: геолог должен знать требования соответствующих отраслей промышленности к данному сырью, причем эти требования могут быть различными. Так, полевой шпат как керамическое сырье, пригодное для производства фарфора и фаянса, должен содержать не более 0,3% оксидов железа, а отношение K_2O/Na_2O в нем должно быть не ниже 0,7 (отделочные и облицовочные плитки); для электротехнического фарфора это отношение должно быть не ниже 3.

Важнейшей особенностью многих неметаллических полезных ископаемых является значительная изменчивость их физико-химических и технических свойств, учитываемых при геолого-экономической оценке месторождений. Эта изменчивость может проявляться не только на уровне различных месторождений, но и в пределах одного месторождения и даже одной горной выработки. В первую очередь это свойственно слюде, пьезокварцу, асбесту и др.

При геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых одним из главных показателей являются запасы сырья. В табл. 1 приведена группировка месторождений некоторых неметаллических полезных ископаемых по разведанным запасам, принятая в России.

Неметаллические полезные ископаемые отчетливо индивидуализируются по характеру своей первичной обработки: она не является металлургическим переделом, присущим металлическим полезным ископаемым, а сводится либо к простейшей механической (дробление, распил, обтеска строительного камня и др.), химической (получение серной кислоты из пирита, плавиковой кислоты из плавикового шпата и т.д.) и термической обработке (получение цементного клинкера из глинистых и карбонатных пород и др.), либо вообще отсутствует (например, песчано-гравийные смеси и бутовый камень как строительное сырье).

Важная особенность неметаллического сырья — его взаимозаменяемость в силу тождественности тех или иных свойств: для одной и той же цели используются различные виды сырья. Так, в качестве электроизоляторов могут выступать не только слюды, но и мрамор и тальковый камень, а в качестве смазочных веществ наряду с графитом могут применяться тальк и слюдяной порошок.

С другой стороны, один и тот же вид неметаллического сырья по сравнению с металлическим характеризуется значительно большим разнообразием своего использования. В частности, барит нашел применение и как утяжелитель буровых растворов, и как наполнитель бумаги, и как сырье для производства белил, и как

Таблица 1

**Группировка месторождений некоторых неметаллических полезных
ископаемых по разведанным запасам, принятая в России**

Вид сырья	Месторождения			
	весьма крупные	крупные	средние	мелкие
Апатиты, млн т (P_2O_5)	более 100	100–50	50–10	10–1
Фосфориты, млн т (P_2O_5)		более 200	200–50	до 50
Сера самородная, млн т	более 50	50–10	10–1	до 1
Бор, млн т (B_2O_3)		более 1	1–0,25	до 0,25
Калийные соли, млрд т (K_2O)	более 1	1–0,5	0,5–0,1	до 0,1
Хризотил-асбест, млн т волока		более 5	5–0,5	до 0,5
Антофиллит-асбест, тыс. т волока		более 50	50–5	до 5
Слюда, тыс. т сырец	более 25	25–5	5–1	до 1
Графит, млн т		более 10	10–1	до 1
Плавиковый шпат, млн т	более 2	2–0,5	0,5–0,1	до 0,1
Барит, млн т (собственно баритовые руды)		более 2	2–0,5	до 0,5
Барит, млн т (комплексные руды)	более 20	20–10	10–1	до 1
Цеолиты, млн т		более 100	100–10	до 10
Тальк, млн т	более 20	10–5	5–0,5	0,5–0,03
Тальковый камень, млн т		более 40	40–15	до 15
Алмазы, млн карат:				
коренные месторождения	более 100	100–25	25–10	до 10
россыпи		более 5	5–0,2	до 0,2
Гипс, млн т		более 50	50–5	5–1
Бентонитовые глины, млн т		более 20	20–10	до 10
Каолины, млн т	более 50	50–30	30–10	до 10
Песок строительный, млн м ³		более 15	15–10	до 10
Песчано-гравийные смеси, млн м ³		более 30	30–10	до 10
Строительный камень, млн м ³		более 30	30–15	до 15

компонент для экранирования помещений от радиоактивного излучения.

С течением времени со все более возрастающим перечнем неметаллических полезных ископаемых неуклонно расширяется и область практического использования каждого из них. По данным В.П. Петрова, бентонитовые глины использовались для

обезжиривания шерсти и отбелки тканей еще в Древнем Риме. На рубеже XIX и XX вв. их начали также применять для приготовления глинистых промывочных жидкостей и в качестве формовочного материала в литейном производстве. Позднее к этому добавилась очистка различных нефтепродуктов и химических препаратов с помощью глин. В начале второй половины XX в. из них стали получать легкий строительный гравий — керамзит, а в последние десятилетия благодаря развитию производства железорудных окатышей в металлургии и гранулированных удобрений и комбикормов в сельском хозяйстве бентонитовые глины стали остродефицитным сырьем. В настоящее время известно свыше 40 видов бентонитовых продуктов. За последние 40 лет минувшего столетия добыча этих глин в мире возросла более чем в десять раз, превысив 12 млн т в год.

Общее распределение неметаллических полезных ископаемых по характеру использования в промышленности намечается следующим.

1. Химическое и агрономическое сырье: галолиты (соли), апатиты, фосфориты, сера самородная, мышьяковые руды, пирит, барит, флюорит, бораты, датолит, глауконит и др.

2. Металлургическое и теплоизоляционное сырье (флюсы, огнеупоры и теплоизоляторы): доломиты, известняки, тальковый камень, магнезит, кварциты, плавиковый шпат, кианит, огнеупорные глины, графит, бокситы, хромиты, хризотил-асбест, вермикулит и др.

3. Техническое сырье (диэлектрики, абразивы и др.): мусковит, флогопит, алмаз, корунд, топаз, гранаты, тальк, барит и др.

4. Пьезооптическое сырье: пьезокварц, турмалин, оптический флюорит, исландский шпат, оптический кварц, барит.

5. Цветные драгоценные и поделочные камни: алмаз, изумруд, александрит, рубин, сапфир, топаз, аметист, агат, опал, обсидиан, яшма, родонит, лазурит, нефрит, жадеит, ангидрит и др.

6. Строительные материалы (строительные и облицовочные камни, наполнители, гидравлические добавки, минеральные краски и др.): гравий, песок, изверженные породы, мраморы, известняки, песчаники, пемза, мел, охры и др.; а также искусственные легкие наполнители бетонов: керамзит, шунгизит, вспученный перлит и другие, полученные путем термической обработки соответствующих горных пород и минералов.

7. Стекольно-керамическое сырье: стекольные пески, полевые шпаты, пегматиты, каолиниты, кварц, глины, фарфоровые камни и др.

8. Цементное сырье (вяжущие материалы): известняки, мергели, глины, трассы, туфы, пуццоланы, гипс, ангидрит, опоки и др.

9. Сырье для новых отраслей промышленности (получение искусственных волокна и слюды, минеральной ваты, каменного литья и др.): диабазы, базальты, бокситы, глины, кварцевые пески и др.

По химическому и минеральному составу неметаллические полезные ископаемые существенно отличаются от металлических. Руды металлов сложены сульфидами, сульфосолями, оксидами и самородными элементами, тогда как неметаллические полезные ископаемые — это преимущественно силикаты, фосфаты, карбонаты, сульфаты, соли кислородных кислот, галоиды.

У неметаллических полезных ископаемых, как правило, нет характерных признаков металлических: непрозрачности, большой плотности, металлического блеска и др. В меньшей степени — это минералы, а чаще горные породы, образующие пласты, линзы, толщи, пачки, штоки, дайки, массивы, зоны и т.д. (гипс, известняки, доломиты, изверженные породы, фосфориты, песчано-гравийные смеси и др.).

В сводной генетической классификации месторождений полезных ископаемых В.И. Смирнова (табл. 2) неметаллические полезные ископаемые фиксируются во всех сериях, группах, классах и более мелких подразделениях.

Неметаллические полезные ископаемые играют значительную роль в экономике всех стран, определяемую широкомасштабным многоцелевым использованием в производстве промышленной и сельскохозяйственной продукции, при создании наукоемких технологий и получении конструкционных материалов, композитов, специальной керамики. Их отдельные виды относятся к стратегическому сырью. По данным В.П. Петрова, Е.М. Аксенова и Н.Н. Ведерникова, суммарный объем продукции, производимой на основе неметаллов, в развитых странах превышает объем металлорудной в два раза и более, в слаборазвитых странах соотношение обратное.

Начиная с 50-х гг. минувшего столетия наблюдается резкое возрастание объемов добычи неметаллического сырья, причем темпы роста были значительно выше, чем металлического сырья. В последнее время, однако, обозначилась тенденция к некоторому ограничению добычи, связанная с защитой окружающей среды, более глубокой, комплексной переработкой природного сырья, утилизацией отходов промышленного производства (техногенное сырье). В США объем добычи неметаллического минерального сырья и производства продуктов его переработки в 2000 г. составил 3,1 Гт на сумму 33,5 млрд долл. с эксплуатацией 11 тыс. горных, обогащательных и перерабатывающих предприятий 6400 компаниями.

Таблица 2

Представители неметаллических полезных ископаемых в сериях и группах классификации В.И. Смирнова

Серия	Группа	Неметаллические полезные ископаемые, примеры (без горных пород)
Эндогенная	магматическая	месторождения фосфора (нефелин-апатитовые), алмаза, графита, сульфидная сера (медно-никелевые месторождения)
	пегматитовая	слюды (мусковит), полевые шпаты, кварц и горный хрусталь, оптический флюорит, корунд, наждак
	карбонатитовая	апатит, флюорит, кальцит
	скарновая	бораты и боросиликаты, хризотил-асбест, флогопит, брусит
	альбитит-грейзенная	кварц, микроклин, альбит, мусковит, турмалин, топаз, флюорит, драгоценные камни
	гидротермальная	барит, тальк, флюорит, магнезит, исландский шпат, асбест, горный хрусталь
Экзогенная	колчеданная	барит, пирит
	выветривания	вермикулит, барит (остаточные месторождения)
	россыпная	алмазы
Метаморфогенная	осадочная	фосфориты, сера, гипс, ангидрит, соли, бораты, барит
	метаморфизованная	апатиты, графиты, корунд, наждак
	метаморфическая	амфибол-асбест, кианит, силлиманит, наждак, графит, гранат, горный хрусталь

Роль неметаллических полезных ископаемых в геологической науке и практике в настоящее время может быть оценена, в частности, по факту регулярного проведения самостоятельных международных конгрессов (The Industrial Minerals International Congresses), рассматривающих проблемы, связанные с условиями образования и размещения неметаллических полезных ископаемых, их типизацией, минерагеническими формациями и провинциями, задачами по дальнейшему изучению минерального сырья, его комплексным использованием, экономической оценкой ресурсов, проблемами замены дефицитных видов сырья нетрадици-

онными. Следует отметить также ставшие уже традиционными регулярные региональные конференции по неметаллам, проводимые в Европе, Северной Америке, Южной Африке и Китае.

Особую значимость неметаллическим полезным ископаемым придают задачи, связанные с производством минеральных удобрений, бурным ростом строительства (стройматериалы), ускорением научно-технического прогресса (новые виды стройматериалов, новые марки цементов, новые виды керамики и стекол как конструкционные материалы и др.) и охраной окружающей среды (материалы для очистки вод и атмосферы от загрязнения, утилизация отходов горно-рудных, металлургических и топливно-энергетических предприятий как новый источник неметаллического сырья, глубокая, комплексная переработка всех видов полезных ископаемых и внедрение безотходных технологий). Наиболее активно эти задачи решаются в США, Канаде, Великобритании, Китае, Индии, ЮАР и в других странах.

Раздел I

ХИМИЧЕСКОЕ И АГРОНОМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ (МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ СОЕДИНЕНИЙ)

Среди неметаллических полезных ископаемых отчетливо обособляется группа, представляющая собой сырье для извлечения ряда химических элементов и их соединений: фосфора, серы, хлора, натрия, калия, азота, бора, магния, стронция, мышьяка, йода и др. Подавляющая часть этого сырья используется химической и туковой (производство минеральных удобрений) промышленностью.

Месторождения этой группы во многом напоминают месторождения металлов: они близки по особенностям разведки и оценки; полезные компоненты их руд (химические элементы и соединения), связанные в определенной минеральной форме, составляют чаще всего подчиненную часть в рудной массе; для экстракции этих компонентов из руд требуется сложная технология, носящая характер металлургического передела (для руд металлов) или глубокой химической переработки (для руд рассматриваемых неметаллических полезных ископаемых).

Хотя месторождения большинства указанных химических элементов и их соединений генетически могут быть разнообразными (например, скарновые, вулканогенно-осадочные и галогенные месторождения борного сырья), тем не менее можно говорить, что для каждого из этих видов минерального сырья господствующими являются всевозможные осадочные образования (седиментогенные, хемогенные, диагенетические и др.). Так, в мировом балансе фосфатного сырья фосфоритовые руды (экзогенные) резко преобладают над апатитовыми (эндогенными); осадочные боратные руды доминируют над скарновыми боросиликатными; более 90% самородной серы и практически все натриевые и калийные

соли получают из пластовых залежей в разрезах эвапоритовых га-логенных формаций либо из генетически связанных с ними соля-но-купольных образований.

Более того, в составе рассматриваемой группы присутствуют современные месторождения солей — эвапоритовые бассейны, объектом разработки в которых могут быть не только донные со-ляные осадки, но и минерализованные рассолы (рапа). Отдель-ные химические элементы (натрий, хлор, магний, бром, йод, бор) в ряде случаев экономически целесообразно извлекать из мор-ской воды, нефтяных вод, вод подземных источников, в том чис-ле связанных с вулканической деятельностью.

В настоящем разделе охарактеризованы лишь некоторые наи-более распространенные представители рассматриваемой группы сырья — месторождения фосфора, серы, бора, натриевых, калий-ных и калийно-магниевых солей. Народно-хозяйственную значи-мость этого сырья трудно переоценить: от масштабов его добычи и глубины (полноты) переработки зависит количество вырабаты-ваемых в стране минеральных удобрений, гербицидов, фунгици-дов, необходимых для развития агропромышленного комплекса; зависит количество получаемых серной, фосфорной, соляной кислот и множества других химических соединений, являющихся базовыми, исходными материалами химической и многих других отраслей промышленного производства. В настоящее время мно-гие из указанных видов сырья и продуктов их переработки со-ставляют существенную статью экспорта нашей страны.

Глава 1

ФОСФОР

Считается, что фосфор был известен еще в XII в., однако чаще указывается на его случайное открытие алхимиком Х. Брандтом в 1669 г. Элементарная природа фосфора установлена французским химиком А. Лавуазье. Свое название он получил от греческого *phosphoros* — “светоносный, приносящий свет”.

Соединения фосфора — неотъемлемый компонент растений и животных, участвующий в жизнедеятельных процессах. благода-ря обмену веществ в растительных и животных организмах про-исходит круговорот фосфора в природе: извлекаясь из почв рас-тениями в виде хорошо растворимых солей с переводом последних в белковые вещества, он попадает с растительной пищей в орга-низм животных, участвуя в строении костной, мозговой и нерв-ной тканей (в теле человека содержится около 1,16% органиче-

ского и неорганического фосфора). С остатками растений и животных химически связанный фосфор возвращается обратно в почву. Естественная убыль соединений этого элемента обуславливает необходимость внесения в нее фосфатных удобрений. 1 тонна оксида фосфора P_2O_5 , внесенная в почву, может повысить урожайность пшеницы на 7–8 т, хлопка — на 5–6 т, картофеля — на 40–50 т, сахарной свеклы — на 50–55 т.

Среднее содержание фосфора в земной коре немногим менее 0,1% (или 0,25% оксида фосфора P_2O_5). Наиболее высокие концентрации P_2O_5 отмечаются для магматических щелочных (0,6–1,0%) и основных (0,4%) пород, несколько меньше — в кислых породах (0,23%). Содержание P_2O_5 для осадочных пород колеблется в интервале 0,04–0,1%.

Хотя общее число известных минералов фосфора превышает 200, свыше 95% его в земной коре связано в виде безводного фосфата кальция — апатита $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$, — встречающегося в большинстве изверженных горных пород в качестве акцессорного минерала. Свое название минерал получил от греческого глагола *apate* — “обманиваю”, вероятно, за свое внешнее сходство с бериллом и турмалином. Относительно широко распространены также монацит, ксенотим, амблигонит, вивианит, вавеллит и другие минералы.

Господствующей разновидностью апатита в большинстве горных пород являются фтор-apatит и фтор-гидроксилапатит; для кор выветривания и нелигифицированных осадков более характерен фтор-карбонатапатит (франколит или штафеллит) и карбонат-гидроксилапатит (даллит). Теоретическое содержание P_2O_5 во фтор-apatите 42,3%, а F — 3,8%; в незначительном количестве присутствуют и другие добавочные анионы (C^{4-} , OH^- , CO_3^{2-}), а также изоморфные примеси (Na, REE, Mg, Fe, Al, Sr, B и др.). Важной особенностью большинства разновидностей апатита является нерастворимость в воде, но легкая растворимость в кислотах.

В осадочных горных породах широким распространением пользуются разнообразные скрыто- и микрокристаллические скопления фосфатного вещества из группы апатита, содержащего многочисленные включения многих других минералов (кварца, глауконоита, кальцита, глинистых минералов и др.) и называемого фосфоритами. У фосфоритов часть фосфора обычно изоморфно замещена углеродом, в зависимости от содержания которого закономерно меняются свойства фосфатных минералов. Состав фосфатной части в фосфоритах приближается к фтор-apatиту, франколиту, курскиту, гидроксил-apatиту, карбонат-apatиту; характерно присутствие изоморфного урана. Содержание оксида фосфора P_2O_5 в фосфоритах не превышает 35%.

Таким образом, фосфатное сырье представлено двумя главнейшими типами руд: апатитовыми и фосфоритовыми; в первых апатит образует яснокристаллический агрегат, во вторых — фосфаты кальция из группы апатита представлены скрыто- или микрокристаллическими образованиями. Месторождения апатитов связаны с изверженными и метаморфическими породами, образуясь в результате эндогенных процессов, в то время как месторождения фосфоритов — с осадочными породами, формируясь в результате экзогенных процессов.

Кроме этого, резко подчиненную роль в общем балансе фосфатного сырья имеют крупные скопления гуано — продукты выделений морских птиц, приуроченные главным образом к островам и прибрежным районам низких широт. Свежие экскременты содержат около 22% N и 4% P_2O_5 . В результате их быстрого разложения доля фосфата возрастает, а азота уменьшается. Современное гуано содержит 10–12% P_2O_5 , а выщелоченное — 20–32%. Минералогия гуано сложна: в слабо разложившееся входят растворимый аммоний, щелочные оксалаты, сульфаты, нитраты, магниезиальные и аммоний-магниезиальные фосфаты; сильно разложившееся гуано состоит главным образом из фосфатов кальция — монетита H_4CaPO_4 , витлокита $Ca_3(PO_4)_2$ и др. Крупнейшие месторождения гуано имели первоначальные запасы в несколько сотен тысяч тонн; большинство их в настоящее время уже выработано. В последние годы на западных побережьях Северной Америки и Африки выявлен новый, потенциально перспективный источник фосфатного сырья — прибрежно-морские илы, обогащенные фосфором.

Вследствие значительно более легкой обогатимости апатитовые руды являются более ценным сырьем, чем фосфоритовые. Однако в мировом балансе добываемого фосфатного сырья основная роль принадлежит фосфоритовым рудам (90%); в нашей стране, наоборот, благодаря наличию уникальных месторождений Хибинского массива доля апатитовых руд в составе фосфатного сырья является доминирующей. Большая часть общих мировых запасов апатитовых руд сосредоточена в России; в значительном количестве они имеются также в ЮАР, Бразилии, Финляндии, Канаде, Уганде, Габоне, Замбии, Испании, Индии, Вьетнаме. Наиболее крупные общие запасы фосфоритовых руд сосредоточены в Марокко, США, Перу, Казахстане, Монголии, Китае, Египте, Мексике, Ираке, Иордании, Сирии, Тунисе и Алжире.

Области использования апатитовых и фосфоритовых руд одинаковы. Подавляющая масса фосфатного сырья (более 95%) используется для получения фосфатных и комбинированных мине-

ральных удобрений: суперфосфата, двойного суперфосфата, преципитата, аммофоса, нитрофоса, нитрофоски, термофосфатов, фосмуки; с этой целью труднорастворимые и плохо усваиваемые растениями природные фосфаты обрабатываются различными кислотами, спекаются со щелочными и другими соединениями либо просто размалываются до тонкой муки. Остальное фосфатное сырье идет на производство фосфора и фосфорной кислоты (а из богатых фтором апатитовых руд получают также кремнисто-фтористо-водородную кислоту) — исходных веществ для получения разнообразных химических соединений, используемых в металлургии, пиротехнике, органическом синтезе, производстве минеральных подкормок для скота и птицы, моющих и огнестойких веществ, спичек, лекарственных препаратов, инсектицидов, флотореагентов, матовых стекол и др. В керамической промышленности из апатита изготавливают так называемый “костяной фарфор”.

1.1. Апатиты

Промышленные концентрации апатита в земной коре устанавливаются среди магматических, контактово-метасоматических, карбонатитовых (сложных магматически-метасоматических), гидротермальных, метаморфических и экзогенных (коры выветривания) образований.

Апатитовые руды разнообразны. По минеральному составу они подразделяются на силикатно-оксидные, силикатные, карбонатно-силикатные, карбонатные и гидросиликатно-гидрооксидные. По средним содержаниям P_2O_5 (мас. %) среди них выделяют убогие (до 4%), бедные (4–8%), средние (8–16%) и богатые (свыше 16%). В зависимости от минерального состава апатитовые руды могут быть легко-, удовлетворительно- и труднообогащаемыми. В первых извлечение P_2O_5 в апатитовый концентрат превышает 90%, во вторых — находится в пределах 70–90%, в третьих — менее 70%. Наиболее легко обогащаются силикатные (апатит-нефелиновые и др.) руды, наиболее трудно — карбонатные и гидросиликатно-гидрооксидные.

Для обогащения методом флотации размер зерен апатита в рудах должен быть не менее 40 мкм. Апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 более 35% может быть получен практически из всех минеральных типов руд. В комплексных рудах апатит может присутствовать либо как один из главных компонентов, либо как второстепенный компонент, либо как сопутствующая (обычно незначительная) примесь.

В геонисторическом плане апатитовые и комплексные апатит-содержащие месторождения принадлежат к различным минерагеническим эпохам и связаны с различными формациями горных пород. Наиболее благоприятными для формирования этих месторождений были условия активизации (и протоактивизации) древних платформ с типоморфными формациями агпаитовых нефелиновых сиенитов и щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, проявившихся главным образом в среднем палеозое (девон-карбон). С режимом протоактивизации (в раннем протерозое) связано формирование древних щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов с апатитовой и апатит-редкометалльной минерализацией. Промышленные месторождения формации коры выветривания (мезозой-кайнозой) известны лишь в верхних частях карбонатитовых щелочно-ультраосновных комплексов.

Хотя промышленная апатитовая минерализация фиксируется в ассоциации с достаточно разнообразными, главным образом магматическими и постмагматическими образованиями, главнейшими геолого-промышленными типами месторождений, с которыми связана подавляющая часть запасов и добычи этого сырья, являются апатит-нефелиновый в агпаитах, апатит-редкометалльно-магнетитовый (и апатит-редкометалльный) в карбонатитах и апатит-франколит-редкометалльный в корах выветривания карбонатитов. В последние годы во Вьетнаме, Китае и КНДР намечился еще один, метаморфогенный тип месторождений апатита.

Магматические месторождения апатит-нефелинового типа связаны с крупными многофазными концентрически-зональными интрузивами агпаитовых нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов, представляя собой протяженные (несколько километров) пластовые и линзовидные залежи, осложненные раздувами и пережимами, с закономерным пространственным распределением различных типов руд, либо менее крупные, кулисно расположенные залежи сложной формы, объединяющиеся в зоны, с широким развитием брекчиевых руд. Залежи и зоны выполняют центриклинальные конические разломы, залегая согласно с вмещающими ийолит-уртитам. Руды апатит-нефелинового состава со сфеном, эгирином, титаномагнетитом; среднее содержание в них P_2O_5 14–17%. Масштабы оруденения — от весьма значительных до мелких (месторождения Хибинского щелочного массива: Кукисвумчорр, Юкспор, Коашва, Олений ручей и др.).

Магматические месторождения апатит-редкометалльно-магнетитового (apatит-редкометалльного) типа связаны с многофазными зональными концентрическими и линейными интрузивами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, образуя в них круп-

ные штоко-, трубо-, линзо- и дайкообразные тела и жильно-штоковые зоны изменчивой мощности и различной протяженности с незакономерным расположением в них различных типов руд. Эти тела выполняют кольцевые, конические, дуговидные, радиальные и линейные разломы и трещины в составе карбонатитовых комплексов. В апатит-редкометалльно-магнетитовых (apatit-redkometal'nykh) рудах обычно присутствуют флогопит, а также карбонаты, форстерит, диопсид и другие минералы. Средние содержания P_2O_5 3–8%. Масштаб оруденения (относительно P_2O_5) от весьма крупного до среднего (месторождения Ковдорское, Ессейское, Нижнесаянское и другие из различных регионов России, Сиилинярви, Сокли в Финляндии и др.).

Экзогенные месторождения апатит-франколит-редкометалльного типа связаны с корами выветривания существенно карбонатитовых массивов. Они представляют пласто-, жило-, линзо- и гнездообразные тела, иногда объединяемые в залежи, перекрывающие по неровной (карстообразной) поверхности нижележащие слабоизмененные карбонатитовые породы. Руды рыхлые, глинистые и каменистые, по составу апатит-франколит-редкометалльные с вермикулитом, глинистыми минералами, магнетитом, карбонатами, полевыми шпатами, железистыми охрами и другими минералами. Среднее содержание P_2O_5 в таких рудах 8–17%, запасы P_2O_5 — средние и мелкие (месторождения Ковдорское, Новополтавское, Белая Зима, Томтор, Нижнесаянское и другие в России, Сокли в Финляндии и др.).

Наиболее крупными представителями метаморфогенного типа являются месторождения Лас-Кай во Вьетнаме и, возможно, Селигдарское в Якутии.

Апатит-нефелиновые месторождения Хибинского массива

Хибинский массив щелочных пород находится в центральной части Кольского полуострова между крупными озерами Имандра и Умбозеро. В плане он имеет эллипсоидальную несколько вытянутую в субширотном направлении форму (45×35 км) общей площадью 1327 км².

Вмещающие породы в экзоконтакте массива изменены: архейские гнейсы (на севере и востоке) сиенитизированы и в непосредственном контакте (в зоне шириной 5–10 м) превращены в фениты; зеленокаменные протерозойские породы свиты имандра-варзуга (на юге и западе) в зоне до 400 м ороговикованы. По геофизическим данным контакты массива круто падают под углом 80–90° к его осевой части, а затем на глубине 6–8 км выполаживаются

с образованием воронкообразной формы. Внутреннее концентрически-зональное (в плане) строение Хибинского массива (рис. 1) обусловлено последовательным расположением разомкнутых на востоке колец (подков), сложенных от периферии к центру хибинитами, трахитоидными хибинитами, рисчорритами, ийолит-уртитам и апатит-нефелиновыми породами, ляхчорритами, фойяитами. Перечисленные породы, кроме ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых руд, принадлежат к группе агпайтовых ($[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$) нефелиновых сиенитов; они близки по минеральному и химическому составу, differing лишь по текстурно-структурным особенностям; большинство из них получили местные названия. Соотношения главных породообразующих

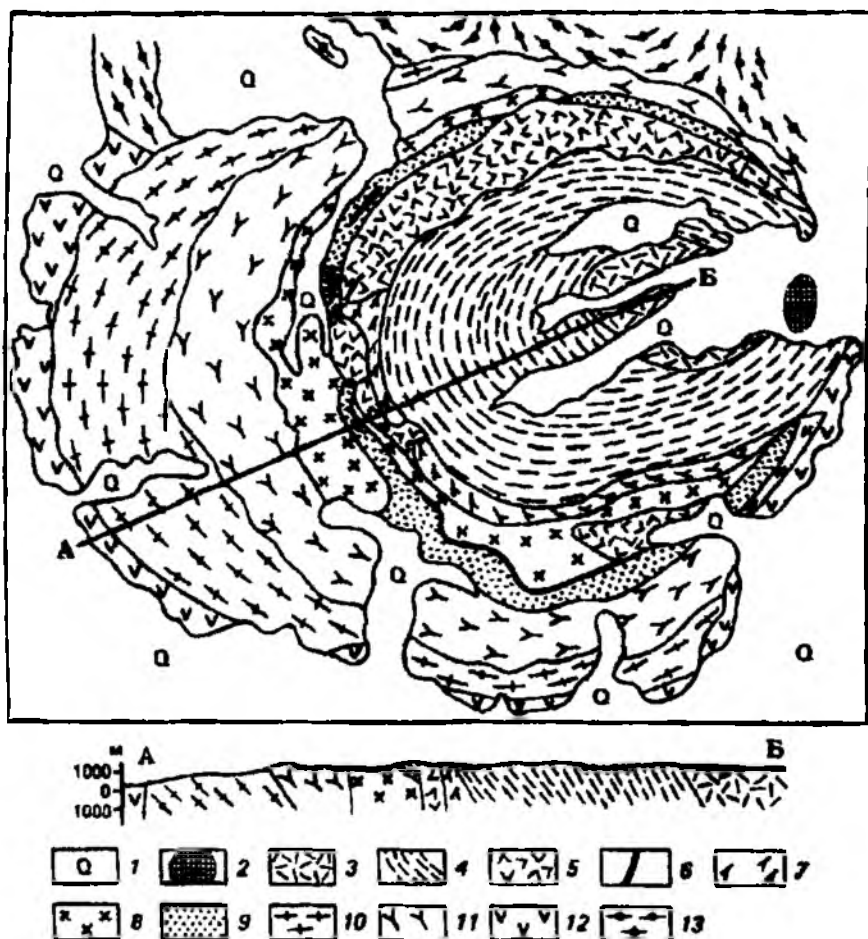


Рис. 1. Геологическая схема Хибинского массива с разрезом (по С.И. Заку, Е.А. Каменеву, Ф.В. Минакову):

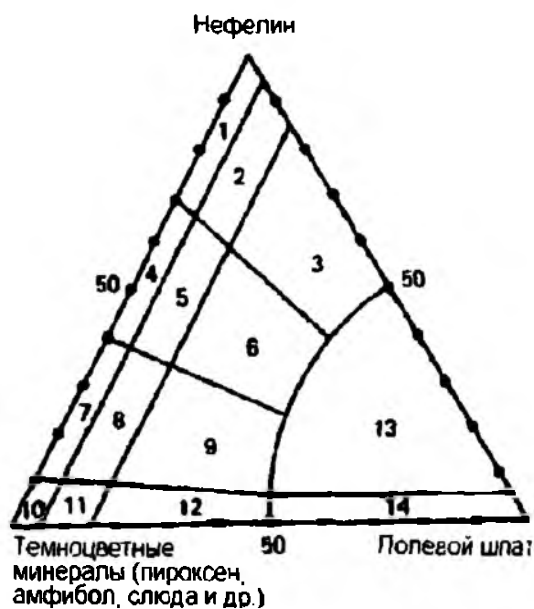
1 — четвертичные отложения; 2 — карбонатиты; 3 — фойяиты массивные; 4 — фойяиты трахитоидные; 5 — ляхчорриты; 6 — апатит-нефелиновые и сфен-apatитовые руды; 7 — рисчорриты биотитовые; 8 — рисчорриты эгириновые; 9 — ийолит-уртиты; 10 — хибиниты массивные; 11 — хибиниты трахитоидные; 12 — зеленые и другие сланцы, габбро-диабазы, диабазы среднего протерозоя в приконтактовой части, местами ороговикованные; 13 — гнейсовидные диориты и биотитовые гнейсы архея в приконтактовой части, местами фенитизированные

минералов в нефелиновых сиенитах, ийолитах и уртитах видны на диаграмме минерального состава щелочных пород (рис. 2).

В закрытой четвертичными отложениями восточной части массива установлено наличие

Рис. 2. Диаграмма минерального состава щелочных пород (по Н.А. Елисееву с дополнениями Е.А. Каменева и Ф.В. Минакова):

1 — уртиты; 2 — полевошпатовые уртиты; 3 — ювиты; 4 — ийолиты; 5 — полевошпатовые ийолиты; 6 — малиньиты; 7 — мельтейгиты; 8 — полевошпатовые мельтейгиты; 9 — меланократовые малиньиты; 10 — якупирангиты; 11 — полевошпатовые якупирангиты; 12 — щелочные габброиды; 13 — нефелиновые сиениты; 14 — щелочные сиениты



карбонатитового штока (700 м в поперечнике), сложенного брекчией кальцитовых, манганокальцитовых, манганосидеритовых карбонатов с ксенолитами измененных силикатных пород.

Многочисленные апатит-нефелиновые месторождения массива пространственно и, вероятно, генетически связаны с коническим интрузивом ийолит-уртитов, вытянутым в длину на 75 км при максимальной мощности около 2 км. Комплекс ийолит-уртитов представляет серию разновидностей (уртиты, ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты, ювиты, малиньиты, луявриты), отличающихся структурно-текстурными характеристиками и количественными соотношениями главных минералов (см. рис. 2). Апатит-нефелиновые и сфен-апатитовые руды связаны с ийолит-уртитами промежуточными образованиями (апатитовые уртиты, сфеновые ийолиты и др.).

Месторождения различаются по морфологии, размерам, условиям залегания рудных тел и качеству слагающих их руд. Это могут быть простые, весьма значительные по размерам (мощностью 100–200 м и протяженностью в несколько километров) пологопадающие пластовые апатит-нефелиновые залежи (месторождения Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр и др.) либо сложно построенные многоярусные рудные зоны, образованные крутопадающими согласными рудными линзами или горизонтами брекчиевых руд (месторождения Коашва, Ньоркпахк, Олений Ручей и др.) (рис. 3).

Руды сложены апатитом (20–70%), нефелином (20–45%), эгирин-авгитом (5–20%), сфеном (1–18%) и титаномагнетитом (0,5–5%). Количество полевых шпатов, слюд и других минералов

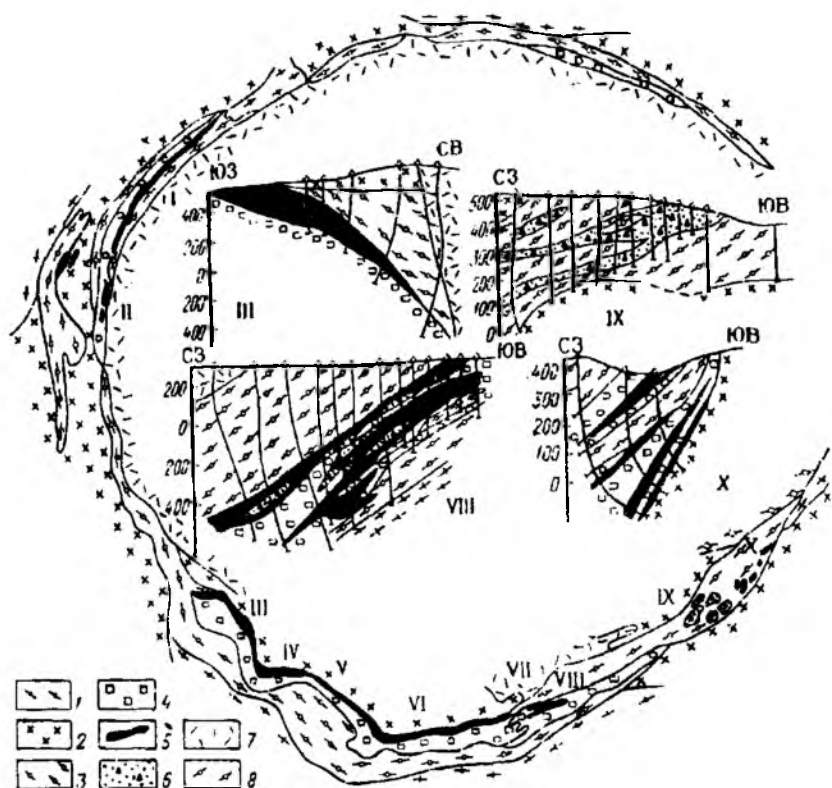


Рис. 3. Геологическая схема продуктивного ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива и типичные разрезы некоторых месторождений апатит-нефелиновых руд (по материалам Хибиногорской ГРП):

1 — хибиниты трахитоидные; 2 — рихсмориты массивные; 3 — уртиты, ийолиты, ювиты, малинниты, мельтейгиты, луавриты трахитоидные; 4 — уртиты массивные, пегматоидные, неравномерно-зернистые; апатит-нефелиновые руды: 5 — массивные, пятнистые, пятнисто-полосчатые, полосчатые, линзовидно-полосчатые, сетчатые, блоковые; 6 — брекчиевые; 7 — луавриты массивные; 8 — фойялиты трахитоидные. Месторождения апатит-нефелиновых руд (цифры на схеме): I — Партомчорр, II — Кузльпор, III — Кукисвумчорр, IV — Юкспор, V — Апатитовый Цирк, VI — Расвумчорр, VII — Эвеслогчорр, VIII — Коашва, IX — Ньюрклахк, X — Олений Ручей

незначительно. Повсеместно распространенные апатит-нефелиновые руды обнаруживают пятнистую, пятнисто-полосчатую, линзовидно-полосчатую, крупно- и мелкоблоковую, массивную, сетчатую и брекчиевую текстуры (табл. 3). Наиболее богатые пятнистые и пятнисто-полосчатые руды (среднее содержание P_2O_5 около 29%) локализуются обычно в центральных частях рудных тел. Сфен-апатитовые руды характеризуются массивной текстурой и тяготеют к висячему боку крупных пологопадающих залежей, а брекчиевые апатит-эгирин-нефелиновые образования — к их лежащему

Таблица 3

**Средний химический и минеральный состав (%) апатит-нефелиновых руд
и вмещающих ийолит-уртитовых пород Хибинских месторождений**
(по Е.А. Каменеву)

Компоненты, минералы	Пятнистые	Пятнисто-полосчатые	Линзовидно-полосчатые	Блоковые	Массивные	Брекчиевые	Среднее по типам руд	Вмещающие породы	
								массивные уртиты	трахитоидные ийолиты
P ₂ O ₅	27,28	31,43	21,45	13,44	17,36	11,74	19,23	2,71	1,31
Al ₂ O ₃ общ	5,59	6,46	11,80	15,48	14,42	14,25	12,25	19,90	16,48
Al ₂ O ₃ кр	4,95	—	11,50	15,34	13,65	12,32	10,96	16,15	14,42
Na ₂ O	2,78	1,95	5,66	8,12	6,85	7,51	5,88	9,44	10,10
K ₂ O	2,54	1,38	2,74	5,12	3,30	3,88	3,05	6,52	4,92
Fe ₂ O ₃	3,98	1,35	4,15	5,41	3,22	6,33	4,14	6,50	9,12
R ₂ O ₃	0,76	2,04	0,50	0,16	0,44	0,32	0,50	0,12	0,08
RO	2,54	—	1,33	1,30	1,45	1,06	1,39	0,51	0,31
F	2,27	2,30	1,74	1,05	1,45	1,01	1,27	0,42	0,15
RO ₂	1,13	0,33	1,19	1,88	1,15	2,03	1,38	2,26	2,95
SiO ₂	15,00	8,21	20,59	28,65	28,49	30,75	23,01	42,39	43,45
Апатит	66,02	68,30	50,67	21,17	39,60	32,36	47,47	6,65	3,13
Нефелин	20,32	21,90	34,13	49,19	39,65	37,28	34,07	52,62	46,23
Эгирин	9,44	5,20	7,37	16,89	11,69	17,74	10,06	18,50	33,21
Сфен	1,32	1,30	1,95	2,75	1,98	2,72	1,93	2,91	3,53
Титано-магнетит	0,29	0,60	1,32	0,58	0,56	0,78	0,96	0,68	1,09
Полевой шпат	2,29	2,40	2,79	6,91	5,05	6,36	3,71	14,89	8,29
Прочие	0,32	0,30	1,77	2,51	1,47	2,76	1,80	3,75	3,52

боку. Среднее содержание P₂O₅ по отдельным месторождениям колеблется от 13 до 19%. Балансовые запасы апатит-нефелиновых руд всех 10 разведанных месторождений массива огромны: в пересчете на P₂O₅ они составляют почти 550 млн т (свыше 40% от мировых).

Считается, что формирование Хибинского щелочного массива происходило путем последовательного многостадийного внедрения щелочного магматического расплава мантийного происхождения в

позднедевонское время. При этом апатит-нефелиновые руды представляются продуктом конечной кристаллизационной дифференциации обогащенной фосфором ийолит-уртитовой магмы, поступавшей по конической трещине отслоения между более ранними хибинитами краевых частей и несколько более поздними нефелиновыми сиенитами центральной части массива. Наиболее поздним образованием в массиве является карбонатитовый шток ядра.

Следует иметь в виду, что апатит-нефелиновые руды месторождений Хибинского массива являются комплексными и их глубокая полная переработка является важнейшей народно-хозяйственной задачей. Помимо основного компонента — фосфора они содержат в промышленных количествах фтор, алюминий, титан и редкие земли; кроме того, нефелин является ценным сырьем для получения портландцемента, содопродуктов и алюмокалиевых квасцов, сфен может использоваться в лакокрасочном производстве, а эгирин — в керамической промышленности для изготовления глазурей. В настоящее время в ОАО «Апатит» производится около 9 млн т в год апатитового концентрата с содержанием P_2O_5 не менее 39%, значительная часть которого идет на экспорт, а основная часть — на химические заводы страны для выработки удобрений. Дополнительно из руд извлекается нефелиновый концентрат (около 3,2 млн т в год) и в незначительном количестве — сфеновый и полевошпатовый концентраты.

Руды Хибинских месторождений являются основным сырьем для производства удобрений на предприятиях туковой промышленности России. Аналогичные месторождения апатита по качеству руд и масштабу оруденения в мире неизвестны. Их открытие и начало промышленного освоения связано с именем выдающегося советского геолога, минералога и геохимика А.Е. Ферсмана.

Апатитовое месторождение Сиилинярви (Финляндия)

Месторождение Сиилинярви связано с ультраосновным-щелочным карбонатитовым комплексом, расположенным приблизительно в 20 км к северу от Куопио в Восточной Финляндии. Комплекс образует груболентовидный субвертикальный интрузив протяженностью около 16 км и шириной до 1,5 км. Площадь выхода 14,7 км² (рис. 4). Имея генеральное субмеридиональное простирание, он приурочен к пересечению диагональных (северо-запад — юго-восток) и меридиональных трещинных структур в окружающих гранитогнейсах архейского возраста (2800 млн лет).

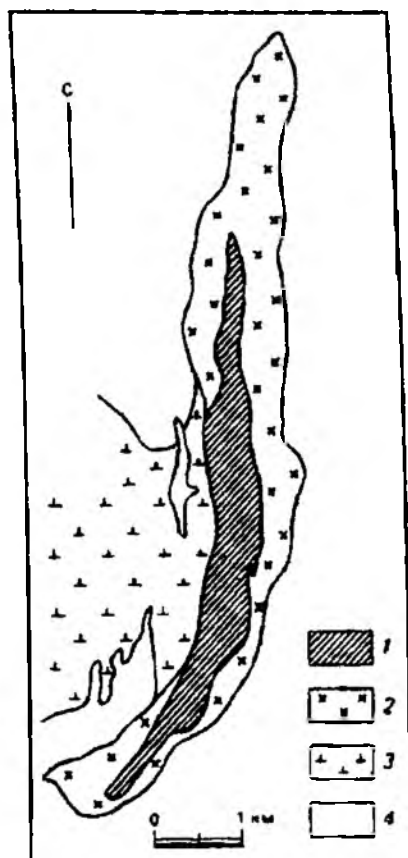
Формирование комплекса началось с интрузии глиммерита (флогопитовая порода с щелочным амфиболом — рихтеритом и

апатитом, с участками, богатыми серпентином — антигоритом), которая сменилась интрузией сиенита вдоль контактов глиммерита с гранитогнейсами. Собственно карбонатит (севит) интродировал после сиенита в глиммеритовое тело. В результате вытянутое ядро комплекса сложено серией пород смешанного состава, варьирующих от глиммерита до карбонатита, а по обе стороны от него находятся сиениты, образующие внешнюю зону комплекса. Фенитовые края вокруг комплекса развиты слабо. Абсолютный возраст карбонатитов составляет около 2600 млн лет (персональное сообщение Коуву).

Все породы комплекса рассечены дайками диабазов мощностью от нескольких сантиметров до 100 м с гос-

Рис. 4. Геологическая схема карбонатитового комплекса Сиилинярви, Центральная Финляндия (по Пуустинену):

1 — карбонатиты (глиммерит-севит); 2 — сиениты; 3 — диориты; 4 — гранитогнейсы



подствующим северо-западным простиранием и субвертикальным падением.

Контур промышленной апатитовой минерализации по существу совпадает с глиммерит-карбонатитовым ядром комплекса, имеющим площадь выхода около 4 км². На глубину рудная залежь разведана скважинами до нескольких сотен метров. В смешанных породах ядра полевой шпат и кварц отсутствуют; их крайние члены представлены темно-красным глиммеритом, содержащим кроме флогопита и щелочного амфибола также доломит, апатит, циркон, сульфиды и оксиды железа, и сероватым карбонатитом (севитом), сложенным кальцитом с акцессорными флогопитом, щелочным амфиболом, доломитом и апатитом. Апатит не связан с какой-либо конкретной породой в глиммерит-карбонатитовой серии, встречаясь повсеместно в пределах всего ядра комплекса. Однако более высокие его концентрации свойственны обогащенным карбонатом разновидностям. Средние содержания Р₂О₅ в различных участках глиммерит-карбонатитового комплекса колеблются от 4,3 до 5,2%. Рядовые руды содержат в среднем 10% апатита, 19% карбонатов, 65% флогопита, 6% силикатов и др.

Апатит представлен фторсодержащей разновидностью с повышенным содержанием стронция и редких элементов; отношение в нем $\text{La} : \text{Ce} : \text{Nd} = 1 : 2,6 : 1,3$. Из карбонатов доминирует кальцит (в подчиненном количестве — доломит), флогопит — железистый, силикаты — амфиболы (рихтерит, рибекит), серпентин (антигорит, замещающий оливин) и циркон; оксиды и сульфиды железа (магнетит, немного пирита, пирротина и халькопирита) и др.

В отличие от большинства других карбонатитовых комплексов, Сиилинярви необычен своей вытянутой (а не изометрично-округлой) формой, глиммеритовым (с серпентином) составом ультраосновной фазы, древним возрастом (это самый древний карбонатитовый комплекс на Балтийском щите, а возможно, и в мире), наличием смешанных пород (серия глиммерит-севит) и отсутствием многих редких минералов.

Месторождение разрабатывается открытым способом (карьер) компанией “Кемира” (Kemira). Из руд получают два концентрата: апатитовый и кальцитовый. Годовая производительность горнорудного предприятия 500 тыс. т флотационного апатитового концентрата с содержанием 36% P_2O_5 , 100 тыс. т кальцита и около 1.1 млн т отходов, обогащенных слюдой.

Апатит-франколитовое месторождение Сокли (Финляндия)

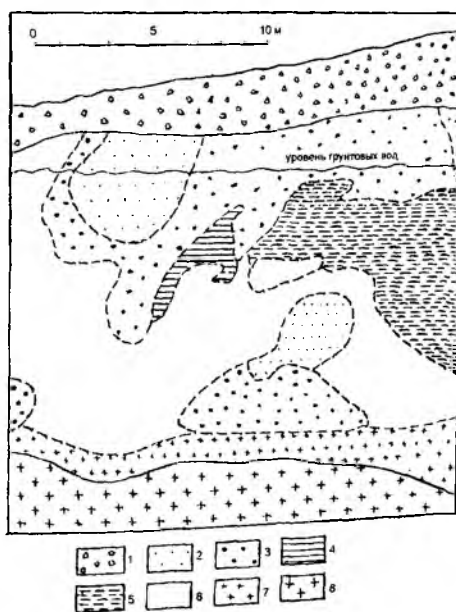
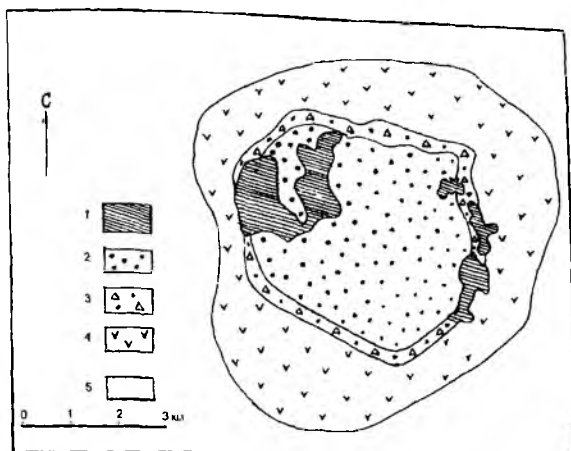
Обнаруженный в результате аэромагнитной съемки в 1967 г. карбонатитовый комплекс Сокли расположен в Северной Финляндии приблизительно в 145 км к северу от Полярного круга, 80 км северо-восточнее г. Савукоски. В плане комплекс имеет округлую форму диаметром 5–6 км, имеющую площадь 18 км² (рис. 5). На местности ей отвечает блюдцеобразное понижение, окруженное прерывистым кольцом холмов высотой 20–30 м, сложенных вмещающими докарельскими (архейскими) гранитогнейсами с пластами амфиболитов и подчиненными телами оливинитов и серпентинитов.

Господствующей породой комплекса является кальцитовый карбонатит (севит), подчиненное значение имеют тремолит- и

Рис. 5. Карбонатитовый комплекс Сокли, Северная Финляндия (по Вартиайнену):

Вверху — схематический геологический план: 1 — фосфатная порода; 2 — карбонатит; 3 — карбонатит-фенитовая брекчия; 4 — фенит; 5 — гранитогнейсы и амфиболиты.

Внизу — зарисовка стенки карьера: 1 — ледниковая морена; 2 — твердая богатая фосфатная порода; 3 — гранулированная фосфатная порода; 4 — фоскорит; 5 — мягкая ожелезненная фосфатная порода; 6 — богатая слюдой мягкая фосфатная порода; 7 — выветрелый карбонатит; 8 — свежий карбонатит



флогопитсодержащие разновидности. Считается, что это самое крупное из известных скопление карбонатитовой массы на Земле. Флогопит ассоциирует с магнетитовой породой, содержащей заметное количество серпентина, клиногумита и особенно апатита. Такая порода аналогична по своему минеральному составу фоскориту (камафориту), развитому в южноафриканском карбонатитовом комплексе Палабора.

Вмещающие комплекс архейские породы фенитизированы: ширина кольцевой зоны фенитизации колеблется от 0,5 до 2 км. Контакт подчеркивается зоной карбонатит-фенитовой брекчии шириной до 500 м.

Свежий неизмененный карбонатит обычно содержит 5–10% апатита (2–4% P_2O_5). Однако наибольший практический интерес представляют отложения реголита как результат выветривания и растворения нижележащих карбонатитов, сопровождавшихся образованием вторичного гетита, других минералов железа, а также франколита. Основной участок развития этого вторичного фосфата — северо-западная часть комплекса к северу от ручья Со-клиойя. Мощность франколитсодержащего реголита здесь варьирует от первых метров до 70 м; участки наибольшей мощности в разрезе представляют депрессии с крутыми стенками, их ширина до 100 м.

В вертикальном сечении, как это видно в уступе карьера (см. рис. 5), зона выветрелого карбонатита (содержание P_2O_5 2–10%) перекрыта реголитом землистого коричневого цвета, сложенным франколитом и гетитом с подчиненными количествами первичного апатита, магнетита, слюд и амфиболов; в качестве промышленных минералов-примесей здесь присутствуют пирохлор, циркон и бадделеит. Кроме того, установлен рабдофан $(Ce, La)PO_4 \cdot H_2O$ — водный фосфат церия и лантана.

Местами франколит цементирует породу с образованием неправильных блоков размером до 0,5 м в поперечнике; такая крепкая фосфатная порода характеризуется высоким содержанием P_2O_5 . Однако чаще фосфатная масса тонкозернистая, палево-коричневая до розовой и молочно-белой, интенсивно перемешанная с гетитом и остаточными минералами дезинтегрированного первичного карбонатита.

Фосфатсодержащий реголит перекрыт ледниковыми моренными отложениями мощностью 5–6 м.

По данным А.Дж. Нотольта, Х. Папунена и других, серия определений абсолютного возраста свидетельствует о позднедевонском времени формирования карбонатитового комплекса Сокли, что параллелизует его с Ковдорским массивом, отстоящим к вос-

ток-юго-востоку на 60 км по другую сторону финско-российской границы. Оба эти комплекса контролируются глубинным разломом. На глубине в составе комплекса Сокли выделяются магматическое ядро, метакарбонатитовая и метафоскоритовая зоны, переходящие в широкий ореол фенитизации, наблюдаемый и на поверхности. Таким образом, формирование комплекса связано с магматически-метасоматическими и гипергенными процессами.

Помимо фосфатных руд апатит-франколитового состава в реголите промышленный интерес представляют гидрослюдисто-апатитовые образования. В глубоких невыветрелых частях комплекса важное значение имеют апатит-магнетитовые руды, а также пирохлоровая минерализация с ураном, танталом и торием.

По данным буровых разведочных работ компании Раутарукки Оу, запасы апатит-франколитовых руд со средним содержанием 19% P_2O_5 превышают 50 млн т; а запасы бедных (апатит-магнетитовых) руд колеблются от 50 до 100 млн т. Концентрат, полученный путем магнитной сепарации и флотации, содержит 37–39% P_2O_5 с извлечением последнего из руды около 70%.

Апатитовое месторождение Белая Зима

Месторождение находится в Восточном Саяне (Иркутская область) и связано с остаточной корой выветривания массива поздне-докембрийских апатит-редкометалльных карбонатитов, ийолит-мельтейгитов, нефелиновых сиенитов, пикритовых порфириров и вмещающих его осадочно-метаморфических и изверженных пород (рис. 6).

Кора выветривания перекрыта аллювиальными и делювиальными отложениями мощностью 5–8 м, выполняющими долину

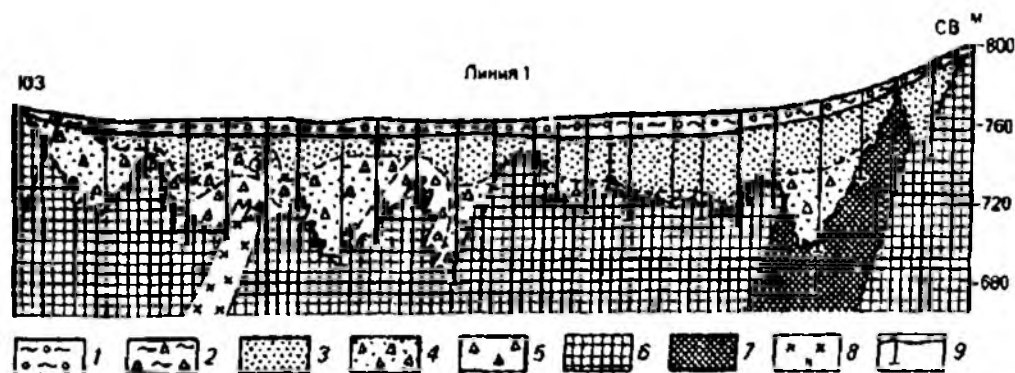


Рис. 6. Геологический разрез апатитовой коры выветривания Белозиминского массива (по В.Г. Кузнецову):

1 — аллювий; 2 — делювий; 3 — карбонатная охра; 4 — обогатенная «сыпучка»; 5 — необогатенная «сыпучка»; 6 — карбонатиты кальцитовые; 7 — карбонатиты анкеритовые; 8 — ийолиты; 9 — буровые скважины

р. Белая Зима и впадающего в нее ключа Перевального. Местами в нижней части аллювия фиксируются карстовые впадины на глубине до 50–70 м, заполненные переотложенными продуктами коры выветривания.

Глубина развития коры выветривания непостоянна, варьируя от 10–20 до 70–100 м и составляя в среднем 32 м. Ее мощность сокращается вниз по течению р. Белая Зима и в бортовых частях долины от 40–60 до 10–30 м. Максимальная мощность коры наблюдается над анкеритовыми карбонатами, несколько меньшая — над их кальцитовыми разновидностями и минимальная — над силикатными породами.

В разрезе коры выделяются нижняя зона карбонатной сыпучки и верхняя зона охр. Карбонатная сыпучка образовалась в результате дезинтеграции нижележащих коренных пород в начальную стадию выветривания; она находится ниже уровня грунтовых вод и состоит из обломков пород различной размерности (от песчаных до крупных блоков). Образование охр отвечает поздним стадиям выветривания, включавшим окисление и выщелачивание продуктов дезинтеграции. По направлению вверх увеличивается доля охристого коричневатого-бурого материала, гетита, гидрогетита и гематита, скоплений слюды и гнезд вторичного фосфата (франколита). Вынос легкорастворимых карбонатов кальция, магния и уголекислоты приводил к естественному повышению концентраций устойчивых минералов — апатита, перовскита и др.

В составе этих двух зон коры выветривания выделяют три продуктивных горизонта: верхний — охристый (среднее содержание P_2O_5 13,7%), промежуточный — обохренной сыпучки (P_2O_5 9,8%) и нижний — необохренной сыпучки (P_2O_5 около 5%). Подавляющая часть разведанных запасов оксида фосфора сосредоточена в охристом горизонте, выделяемом в центральной части месторождения в виде пластообразной залежи сложного строения; фосфаты здесь представлены слабо измененными фтор-apatитом и в меньшей степени переотложенным франколитом с преобладающим размером зерен менее 0,25 мм.

Продуктивный участок коры выветривания вытянут вдоль долины реки на 4 км при ширине от 0,5 до 1,2 км. Общие запасы P_2O_5 на месторождении составляют 26 млн т при среднем содержании в рудах 10,4%. Обогащение руд позволяет получить из них высококачественный апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 34–39%. Обогащаемость руд — удовлетворительная: извлечение P_2O_5 в концентрат составляет 70–75%.

1.2. Фосфориты

Подавляющее большинство фосфоритов являются продуктом литогенеза морских осадков, сформировавшихся химическим, биохимическим и механическим путем. Резко подчиненную роль играют остаточные и инфильтрационные образования в корях выветривания. Важнейшими факторами образования и нахождения фосфоритов являются тесно связанные климатические, палеогеографические и фациально-литологические условия. Палеогеографические реконструкции показывают, что крупнейшие скопления происходили на океанических шельфах в условиях мощного апвеллинга, что характерно для экваториального пояса, ограниченного на севере и юге широтами около 50° .

Среди промышленных скоплений (залежей) фосфоритов различают микрозернистые, зернистые, желваковые, ракушечные, галечниковые, а также рыхлые и каменистые в корях выветривания, связанные с определенными формациями горных пород. В мировом балансе запасов фосфоритов резко преобладают зернистые руды (свыше 60%), доля микрозернистых руд составляет около 30%, а желваковых — около 7%.

Микрозернистые руды состоят из мельчайших (0,01–0,1 мм) фосфатных зерен — оолитов, сцементированных фосфатно-карбонатным или фосфатно-кремнистым микрокристаллическим веществом. Главный фосфатный минерал — франколит, помимо которого как в оолитах, так и в цементе фиксируются кварц, халцедон, кальцит, доломит, гидрослюда и другие минералы. Содержания оксида фосфора P_2O_5 21–28%. Макроскопически эти руды отличаются разнообразием, напоминая по своему облику окремнелые известняки, доломиты, яшмы, кремни и др. Такие фосфориты характерны для древних геосинклинальных фосфоритоносных бассейнов (Саянский в России, Каратауский в Южном Казахстане, Фосфория в США, Джорджина в Австралии и др.) в полях развития кремнистой и кремнисто-карбонатной осадочных формаций.

Зернистые руды сложены округлыми фосфатными зернами (пеллетами, оолитами и пр.) и фосфатными органогенными обломками размером от 0,1 до 10 мм, сцементированными скритокристаллическими фосфатами (франколитом), кварцем, халцедоном, кальцитом и другими минералами. Содержание P_2O_5 23–32%. Нередко в этих рудах в качестве попутных компонентов присутствуют уран и ванадий. Внешне такие фосфориты напоминают разнотернистые светлоокрашенные песчаники. Наиболее широко они развиты в крупнейшей североафриканской провинции.

входя в состав верхнемеловых-палеогеновых карбонатных и терригенно-карбонатных формаций. В конце минувшего столетия такие фосфориты были найдены в Центральном-Кызылкумском районе Узбекистана.

Желваковые фосфориты состоят из конкреций, стяжений фосфатного вещества, фосфатизированных органических остатков размером 0,5–5 см, иногда до 15 см. Вмещающий материал — глауконит-кварцевые пески, глины, аргиллиты. Иногда такие желваки-конкреции срастаются, образуя фосфоритную плиту. По составу нефосфатных примесей выделяют глинистые и песчанистые (кварцевые, кварц-глауконитовые) желваки. Фосфатный материал — курскит. Содержание P_2O_5 в исходной руде 8–14%, в первичном концентрате (желваки) — 16–22%. Это платформенные образования, связанные с терригенной глауконитовой формацией. Наиболее широко они развиты среди верхнеюрско-нижнемеловых осадочных толщ Восточно-Европейской платформы (Вятско-Камское, Егорьевское месторождения и др.).

Образование этих трех главных типов фосфоритов происходило стадийно. Широкое проявление апвеллинга способствовало привносу концентрированных масс растворенного в морской воде фосфора в прибрежные зоны. В стадию седиментогенеза при массовом осаждении фосфатов образуются значительные скопления слабо раскристаллизованных фосфатных минералов. При диагенезе этих осадков происходит интенсивное перераспределение фосфатного вещества с образованием микроконкреций, линз, слоев. Многократные донные перемены осадков на различной стадии их литификации приводят к сгуживанию микроконкреций в конкреции и фосфоритные пласты. В зависимости от интенсивности образования конкреций, их последующего перемены, переотложения и сгуживания образовались микрозернистые, зернистые и желваковые фосфориты.

В специфических гидродинамических и палеогеографических условиях происходило накопление фосфатизированных детритуса и раковин брахиопод в кварцевом песке с образованием ракушечных фосфоритов. Они характеризуются низким содержанием P_2O_5 , однако легко обогащаются флотацией с получением концентрата (P_2O_5 до 32%). Такие фосфориты широко развиты в Прибалтике (месторождения Кингисепское в Ленинградской области, Раквере в Эстонии и др.).

Особо выделяются богатые галечниковые фосфориты. Они сложены окатанной галькой и гравием песчано-фосфатного вещества и фосфатизированных окаменелостей. Содержание P_2O_5 в таких рудах может достигать 32–33%. Их образование связывают

с разрушением и переотложением зернистых фосфоритов в озерных пресноводных бассейнах. Классическим районом развития галечниковых фосфоритов является Центральная Флорида в США.

В гипергенных условиях при разрушении, растворении и выносе нефосфатных минералов происходит вторичное обогащение фосфоритов с образованием их рыхлых (остаточных) разновидностей, а при растворении и переотложении фосфатного вещества появляются каменистые (инфильтрационные и метасоматические) разновидности. Каменистые фосфориты — твердые и крепкие, внешне напоминают яшму, известняк, кремнь; они залегают в виде обломков среди песчано-щебенистых пестроокрашенных рыхлых фосфоритов. Такие руды содержат 10–20% P_2O_5 , образуя площадные, линейные и карстовые залежи в приповерхностных частях фосфоритосодержащих карбонатных толщ. Промышленные скопления рыхлых и каменистых фосфоритов имеются в США (Флорида), России (Ашинское месторождение на Урале) и в других странах.

Стратиграфически месторождения фосфоритов всех выделенных типов распределены неравномерно; максимумы фосфоритообразования приходятся на поздний докембрий–кембрий, пермь, поздний мел–палеоген и неоген. По В.Н. Холодову, периоды максимального фосфогенеза возникают в результате эрозии и выветривания магматогенных скоплений апатитов на суше и усиленного поступления фосфора в смежные палеоморя. Ясно проявленная эволюция фосфоритообразования выражается в смене микрозернистых фосфоритов (докембрий–палеозой) зернистыми и желваковыми (мезозой–кайнозой).

Месторождения микрозернистых фосфоритов Каратау (Казахстан)

Один из крупнейших в мире Каратауский бассейн микрозернистых фосфоритов соответствует территории северо-восточных отрогов хр. Малый Каратау в Южном Казахстане. Бассейн представляет собой полосу шириной до 20–25 км, вытянутую в северо-западном направлении на 120 км. В нем известно несколько десятков месторождений микрозернистых фосфоритов, крупнейшими из которых являются Чулактау, Аксай, Джанатас, Коксу, Кокджон (рис. 7).

В строении бассейна принимают участие палеозойские и кайнозойские осадочные образования, залегающие на мощной докембрийской терригенной толще с подчиненным количеством карбонатных и вулканогенных пород. Наиболее древними (протерозойскими) образованиями являются метаморфические кварц-

хлоритовые и тальк-хлорит-серицитовые сланцы с прослоями рас-
сланцованных туфогенных песчаников и сланцев, сменяющихся
вверх по разрезу терригенной толщей песчаников, сланцев и кон-
гломератов, содержащей в верхней части мало-

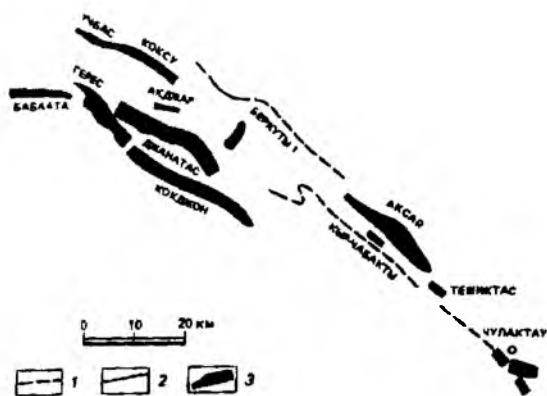


Рис. 7. Схема размещения выходов фосфоритового пласта в хр. Мал. Каратау (по Г.И. Бушинскому).

Мощность фосфоритового пласта с содержанием P_2O_5 выше 25%:

1 — до 1 м; 2 — 1–5 м; 3 — более 5 м

мощные пласты фосфоритов и рассеянные обломочные зерна фторкарбонатапатита.

Трансгрессивно, с угловым несогласием протерозойские образования перекрыты нижнепалеозойскими (нижний кембрий–средний ордовик) отложениями, подразделяемыми на продуктивную кремнисто-карбонатную чулактаускую и перекрывающую ее карбонатную шабактинскую свиты. Породы этих свит смяты в складки; пласты имеют как правило моноклиальное залегание, падая на северо-восток под углами от 30–35 до 50–60°. В юго-восточной части бассейна они поставлены вертикально и даже отмечаются опрокинутые залегания. Породы нарушены многочисленными продольными, поперечными и диагональными разрывными нарушениями с различной амплитудой смещения крыльев.

На размытой поверхности нижнепалеозойских толщ в пределах бассейна с угловым и азимутальным несогласием залегают верхнедевонские, нижнекаменноугольные, палеогеновые и четвертичные образования, представленные песчаниками, аргиллитами, известняками, галечниками и песками.

В юго-восточной части бассейна присутствуют тела позднеордовикских гранитоидов, с которыми связан локальный метаморфизм фосфатных и карбонатно-кремнистых нижнепалеозойских толщ.

Продуктивная кремнисто-карбонатная чулактауская свита мощностью 50–100 м подразделяется на четыре горизонта: нижних доломитов, кремневый, продуктивный и железистых доломитов (или железомарганцевый). Продуктивный горизонт мощностью до 65 м в северо-западной части бассейна в свою очередь подразделяется на нижнюю фосфоритную (кондиционные фосфоритовые

руды), среднюю фосфатно-сланцевую (фосфатные глинисто-кремнистые сланцы) и верхнюю фосфоритную пачки. В юго-восточной части бассейна нижняя и средняя пачки отсутствуют. Характеристика продуктивного горизонта по основным месторождениям бассейна приведена в табл. 4.

Одно из самых крупных эксплуатируемых месторождений бассейна — Джанатас (рис. 8), находящееся в 90 км к северо-западу от г. Каратау, в составе продуктивного горизонта включает все три указанные пачки. Нижняя фосфоритовая пачка мощностью 3–20 м в основании представлена тонким переслаиванием кремней с фосфоритами, сменяемым вверх пластами высококачественных субмономинеральных и карбонатных фосфоритов, разделенных маломощными прослоями бедных кремнистых фосфоритов и алевроитовых фосфатно-глинистых сланцев.

Средняя фосфатно-сланцевая пачка развита на месторождении не повсеместно. Она сложена фосфатно-кремнистыми, карбонатно-глинистыми и фосфатно-глинисто-кремнистыми породами иногда с прослоями фосфоритов. Мощность пачки 0,5–33 м.

Таблица 4

Характеристика продуктивной толщи месторождений бассейна Каратау
(по А. С. Михайлову)

Месторождение	Мощность горизонта, м				Продуктивный горизонт		
	нижних доломитов	кремневый	продуктивный	железистых доломитов	число промышленных пластов	средние мощности пластов	среднее содержание P_2O_5 , %
Чулактау	5–8	7–8	15–20	до 1	1–2	3–10	23–24
Аксай	7	4–5	до 40			13–15	24
Коксу	6–10	4–5	значительно больше 30	—	2–3	4–10	24,5–25
Джанатас	2,5–3	7–18	значительно больше 50–60	—	2	7–17	24–25
Кокджон	2–20	до 2,5	значительно больше 25	3–5	1	до 14,4	25–27

Верхняя фосфоритная пачка сложена темно-серыми мономинеральными и карбонатными фосфоритами с прослоями фосфоритного конгломерата мощностью до 1–4 м, пелитоморфно-кремнистых фосфоритов и

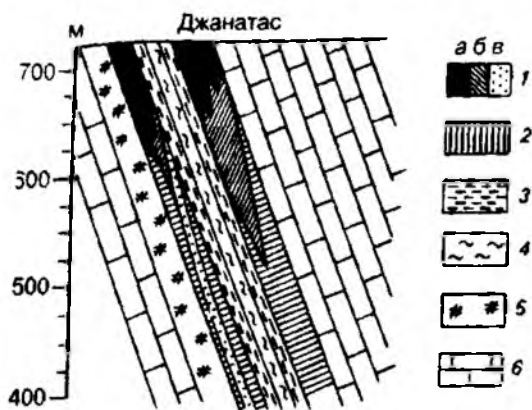


Рис. 8. Схема размещения типов руд на месторождении Джанатас (по А.М. Трушиной):

Фосфоритовые руды: 1 — богатые (а — низкомагнезиальные, б — магнезиальные, в — высокомагнезиальные); 2 — рядовые; 3 — бедные; 4 — фосфатно-кремнистые руды; 5 — кремнистые руды; 6 — доломиты

фосфатно-глинисто-кремнистых сланцев. Мощность пачки изменяется от 10 до 44 м, составляя в среднем 14 м.

Фосфориты месторождения Джанатас типичны для бассейна в целом. Это плотные серые и темно-серые до черных образования микрозернистой структуры: фосфатные зерна и оолиты диаметром 0,08–0,2 мм тесно сгружены в фосфатном или фосфатно-карбонатно-кремнистом цементе. Плотность руд 2,5–3 г/см³, твердость 4–5. Ведущий минерал — фторкарбонатапатит. Другие минералы в нерастворимом остатке: халцедон, кварц и иногда (в песчаных разновидностях) полевые шпаты. Акцессорные минералы: единичные зерна циркона, турмалина, роговой обманки, флюорита, глауконита, хлорита. В карбонатсодержащих разновидностях появляются доломит и кальцит. Редко встречаются конкреционные фосфориты, а также фосфоритовые конгломераты с известковым или фосфатным цементом.

По содержанию P_2O_5 (мас. %) на месторождении выделено четыре основных типа фосфатных руд: богатые (более 28,7), рядовые (23–28,7), бедные (15–23), фосфатно-кремнистые (10–15, SiO_2 40–55). В свою очередь богатые руды по содержанию MgO (мас. %) подразделяются на низкомагнезиальные (до 2), магнезиальные (2–2,5) и высокомагнезиальные (более 2,5). Богатые руды пригодны для размола на фосмуку и для кислотной переработки, рядовые — для электротермической переработки, бедные используются в смеси с рядовыми, а фосфатно-кремнистыми шихтуют рядовые руды, причем кремнезем (халцедон) играет роль флюсовой добавки.

Образование фосфоритонесных толщ Каратауского бассейна связано с морской кремнисто-карбонатной седиментацией в условиях миогеосинклинального режима.

Общие разведанные запасы по промышленным категориям в бассейне Каратау составляли около 1/4 всех запасов фосфатного сырья в бывшем Советском Союзе и более 1/2 запасов фосфоритовых руд; добыча в бассейне (в пересчете на P_2O_5) составляла от общесоюзной около 1/5. Основная часть фосфоритов пригодна для электротехнической переработки на желтый фосфор.

Месторождения зернистых фосфоритов Северной Африки и Малой Азии

Крупнейшие в мире фосфоритовые бассейны Малой Азии, Северной и Северо-Западной Африки — Северо-Аравийский, Аравийско-Нубийский, Восточно-Атласский, Западно-Атласский и Западно-Сахарский образуют гигантский пояс, протягивающийся вдоль восточного и южного побережья Средиземного моря от Сирии, Иордании и Израиля, через Египет, Тунис, Алжир до Марокко и Западной Сахары на Атлантическом побережье. Западный фланг этого пояса прослеживается далее в Сенегале, разворачиваясь на юго-восток в Того, а его восточный фланг трассируется в Турции, Ираке, Саудовской Аравии и Иране.

Фосфоритоносные отложения представляют чередование пластов плотных или рыхлых зернистых фосфоритовых масс с мергелями, известняками и кремнями, иногда содержащими углеродистый материал, пирит, глауконит, фосфатизированные костные остатки и другой органогенный дебрис. Фосфатоносная серия дислоцирована, подверглась частичному перемыву и денудации, сохранившись преимущественно в синклинальных структурах. Ее мощность изменяется от 7–12 до 80–100 м, а число фосфоритных пластов колеблется от 2 до 11. Мощность индивидуальных пластов фосфоритов 0,1–6,0 м.

Исследование обильной фауны морских моллюсков, рыб и рептилий позволило определить возраст фосфоритоносной серии, включающей крупнейшие месторождения фосфоритов в интервале от маастрихтского яруса верхнего мела до среднего эоцена включительно.

Минералогически и химически фосфориты в месторождениях пояса подобны. Они состоят из мелких (0,1–0,5 мм) фосфатных зерен (пеллетов, заключенных в фосфатном или известковом цементе). Состав фосфатной части соответствует карбонатфторапатиту. Содержание P_2O_5 в фосфоритах высокое (28–35%). По внешнему виду фосфориты напоминают мелко- и среднезернистые рыхлые или плотные песчаники.

Одним из крупнейших месторождений пояса является Хурибга, находящееся в составе Западно-Атласского бассейна (Марокко). Обобщенный разрез продуктивной фосфоритоносной серии этого месторождения показан на рис. 9. Его сравнительно небольшая мощность (20–25 м) компенсируется высоким содержанием P_2O_5 в рудах. В составе серии три основных пласта фосфоритов: первый (эоценовый) мощностью до 5 м с содержанием P_2O_5 32%; второй (палеоценовый) — до 6 м, 30%; третий (верхнемеловой) — до 2 м, 27%. Пласты отделены друг от друга известняками и мергелями.

Эоценовые отложения, залегающие выше первого пласта, включают большое количество фосфоритов, чередующихся с кремнями.

Фосфориты мягкие, рыхлые, рассыпчатые, мелко- и крупнозернистые, светло-серые. Фосфатные зерна (пеллеты, оолиты, псевдооолиты) размером 0,05–2 мм составляют 60–80% в рудной массе. Цемент глинистый с кальцитом и кремнеземом. Отмечаются обломки костей позвоночных, раковин пелеципод и фораминифер. Фосфатное вещество представлено франколитом с содержанием P_2O_5 34,8–35,1%. Характерно наличие оксида урана U_3O_8 в количестве 0,01–0,02% от общей массы руд.

Месторождение разрабатывается открытым и подземным способами с ежегодным уровнем добычи руды соответственно 12 и 3 млн т. Разведанные запасы руд составляют 21 млрд т.

В отдельных районах пояса первичные фосфатные пласты, выхо-

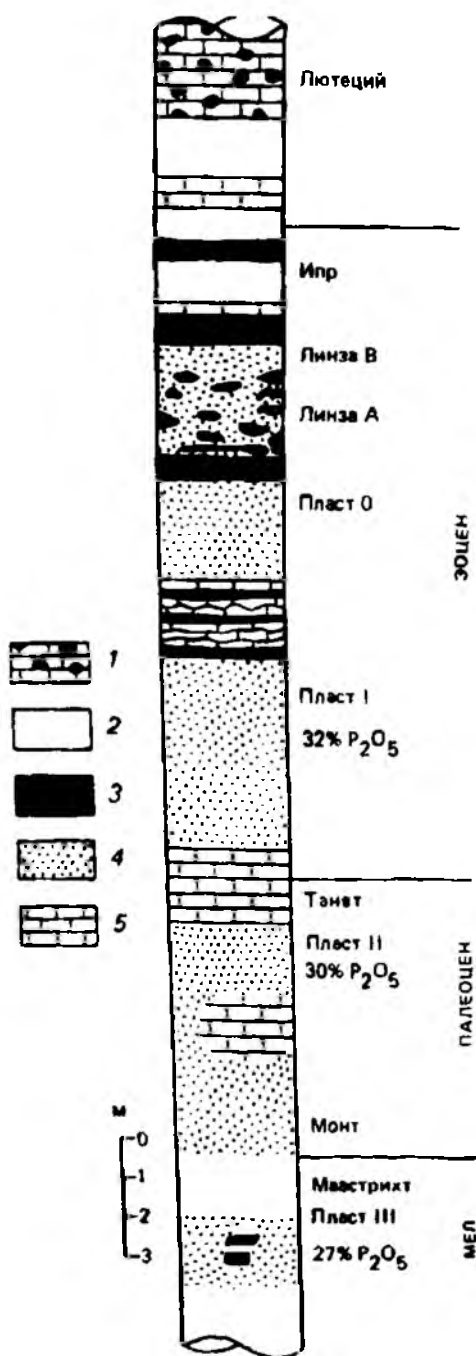


Рис. 9. Идеализированный разрез месторождения фосфоритов Хурибга, Марокко (по Мей):

1 — выветрелый камень-плитняк; 2 — мергель; 3 — кремень; 4 — фосфориты; 5 — известняк

дящие на поверхность, подверглись интенсивной латеритизации с образованием алюминиевых фосфатов. Примером таких единичных эксплуатируемых месторождений является Тайба (Сенегал), находящееся в 110 км от Дакара. Здесь эоценовые фосфоритовые пласты мощностью 4–4,5 м, перекрытые четвертичным аллювием, подверглись латеритизации до глубины 30 м. Химический состав разрабатываемых на месторождении кальциево-алюминиевых фосфатов следующий (мас. %): 28–29,5 P_2O_5 ; 27–32 Al_2O_3 ; 8–11 CaO ; 6–10 Fe_2O_3 . Ежегодная добыча руды на месторождении составляет 1,6 млн т.

Образование рассматриваемого гигантского фосфоритоносного пояса связывают с шельфовой зоной моря Тетис — огромного мезозойского бассейна, восточная граница которого достигала Гималаев. Фосфатный материал привносился сильными западными течениями из глубин формировавшегося в то время Атлантического океана, отлагаясь биохеогенным путем совместно с карбонатами и кремнистыми осадками. Считается, что в позднемеловое раннечетвертичное время в зоне седиментации моря Тетис отложилось около 70 млрд т морских фосфатных осадков. Это самый крупный в мире пояс по запасам фосфоритовых руд: их величина оценивается в 50–60 млрд т. В настоящее время из его месторождений получают ежегодно около 36 млн т фосфоритов или 25% мировой добычи фосфатного сырья (фосфоритов и апатитов).

Егорьевское месторождение желваковых фосфоритов

Егорьевское месторождение желваковых фосфоритов занимает обширную площадь около 950 км² на территории Воскресенского, Егорьевского и Коломенского районов Московской области. Условно границами месторождения принято считать долины рек Москвы на западе, Оки на юге, Цны на востоке и древнечетвертичную погребенную долину на севере, проходящую через Цаплино, Егорьевск, Василево. Обилие населенных пунктов, различных магистралей, а также современные и древние эрозионные формы рельефа обусловили расчленение фосфатной залежи в плане на многочисленные, изолированные друг от друга участки (площади) сложной конфигурации.

В тектоническом отношении месторождение приурочено к депрессии на Восточно-Европейской платформе, заключенной между Окско-Цнинским валом и Воронежской антеклизой. Район сложен осадочными породами средней и верхней юры и нижнего мела, залегающими на размытой поверхности каменноугольных известняков со слабым моноклиальным падением слоев на северо-восток.

В состав продуктивной фосфоритной серии входят породы волжского яруса верхней юры и рязанского горизонта нижнего мела. Она включает нижний и верхний фосфоритные слои (горизонты), разделенные пачкой кварцево-глауконитовых песков (рис. 10).

Подстилающими фоссерию образованиями являются темно-серые и черные глины оксфордского яруса, в верхней части содержащие крепкие округлые желваки глинистых фосфоритов, а также марказитовые конкреции, остатки аммонитов, белемнитов и фосфатизированной древесины.

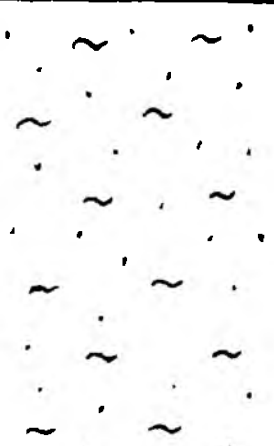
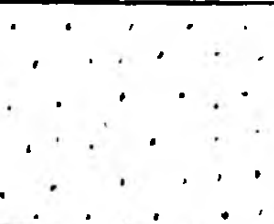
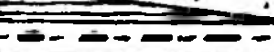





ВОЗРАСТ	средняя мощность, м	КОЛОНКА	ПОРОДЫ
Q	5 62		ПЕСКИ И СУГЛИНКИ
K _{1v}	2 66		ПЕСКИ КВАРЦЕВЫЕ, СЛЮДИСТЫЕ, МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ
K _{1v}	0 0-0.4 0.38		ГЛИНА, ПЕРЕХОДЯЩАЯ В ФОССЛОЙ
J _{3vv}	0.62		ФОСФОРИТНАЯ ПЛИТА
J _{3vv}	0 30		фосфатные желваки в глауконитовом песке
J _{3vv} J _{3nv}	2.51		ПЕСКИ ГЛАУКОНИТОВЫЕ С РЕДКИМИ ЖЕЛВАКАМИ ФОСФОРИТА, ВНИЗУ С ПРОСЛОЙКАМИ ФОСФОРИТА И ГЛИНЫ
J _{3nv}	0 27		ФОСФОРИТНЫЙ СЛОЙ
J _{3ox}			ГЛИНА ЧЕРНАЯ СЛЮДИСТАЯ

Рис. 10. Стратиграфо-литологический разрез пород Егорьевского месторождения желваковых фосфоритов (по материалам геологов Егорьевской ГРП)

Нижний фосслой представлен желваковыми фосфоритами и фосфатизированными аммонитами, сгруженными в темной глине, переходящей вверх в кварцево-глауконитовый песок. Мощность слоя не превышает 0,8 м, составляя в среднем 0,27 м. Желваки темно-серые, темно-коричневые и черные, глинистые, в кровле иногда песчанистые, округлые, реже неправильной формы, хорошо окатанные, размером в поперечнике от нескольких миллиметров до 8 см. Глинистые желваки сложены преобладающим фосфатом с алевритовой вкрапленностью кварца, глауконита, полевого шпата, реже гидрослюда и пирита. Фосфатное вещество в них имеет скрытокристаллическое либо мелкозернистое радиально-лучистое строение. Содержание P_2O_5 в таких желваках достигает 25–29%.

Перекрывающие нижний фосслой кварцево-глауконитовые пески мелкозернистые, темно-серые и темно-зеленые, глинистые, иногда слюдистые, содержат прослои и линзы глауконитовых глин с редкими желваками фосфоритов песчанистого типа. Такие желваки состоят из крупных зерен кварца и глауконита, сцементированных фосфатным веществом. Мощность этой пачки кварцево-глауконитовых песков составляет в среднем 2,51 м.

Верхний фосслой также сложен желваковыми фосфоритами, сгруженными в глинистом кварцево-глауконитовом песке с фауной пелеципод и аммонитов. Желваки темно-коричневые, темно-бурые, плохо окатанные, неправильной формы, средней крепости, размером 1–3 см, состоящие из зерен кварца и глауконита алевритовой размерности, сцементированных раскристаллизованным фосфатным веществом, составляющим 40–60%. Содержание P_2O_5 в этих желваках колеблется от 13 до 25%. В верхней части слоя желваки нередко сцементированы песчано-фосфатным оже-лезненным материалом с образованием плиты. Эта плита по простиранию и мощности невыдержанна, часто децементирована и переходит в песчано-глинистую породу с обломками плиты и желваками фосфоритов. Мощность верхнего фосслоя колеблется от первых десятков сантиметров до 1,5 м и более, в среднем 0,9 м.

Непосредственно выше верхнего фосслоя со стратиграфическим несогласием залегают глины рязанского горизонта нижнего мела. Это темно-серые и темно-коричневые образования средней плотности, песчанистые, оолитовые, с включением желваков. Желваки серые и темно-серые, слабо окатанные, средней крепости, песчанистые, размером 1–5 см. Они сложены фосфатным материалом (65–70%), слабо раскристаллизованным, с многочисленными включениями мелких оолитов. Содержание в них P_2O_5 колеблется от 7 до 27,5%. Степень сгруженности желваков увеличивается

вверх по разрезу. Имеются глины, не содержащие желваков. Средняя мощность рязанского горизонта 0,4 м.

При подсчете запасов глины рязанского горизонта, содержащие желваки, включаются в состав верхнего продуктивного горизонта фосфоритной серии. Исходя из этого средняя мощность последнего увеличивается до 1,3 м.

Перекрывающие рязанский горизонт серые и зеленовато-серые кварцевые пески валанжинского яруса нижнего мела мелко- и среднезернистые, слюдистые, нередко глинистые, иногда с мало-мощными прослоями серых пластичных глин. Они отличаются средней окатанностью зерен и их хорошей сортировкой. Средняя мощность 2,66 м.

Венчающие разрез неогеновые пески с редкими прослоями глин и суглинков имеют среднюю мощность 5,62 м.

Систематическое изучение месторождения производится с 1925 г. За это время разведано более 24 участков с общими запасами фосфоритовой руды более 360 млн т. При подсчете запасов руководствовались следующими кондициями:

минимальное содержание P_2O_5 в руде по подсчетному блоку — 10%, по пересечению разведочной выработкой для каждого пласта — 7%;

минимальная промышленная мощность нижнего пласта — 0,15 м, верхнего — 0,3 м, причем подсчет запасов фосфоритов нижнего пласта производился только в контурах распространения верхнего пласта;

мощность вскрыши не более 30 м.

Месторождение эксплуатировалось подмосковным горно-химическим комбинатом (ОАО “Фосфаты”). Фосфоритовая руда из работавших сезонно карьеров подвергалась мокрому грохочению с получением промышленного концентрата. Последний путем помола и флотационного обогащения перерабатывался в фосфатную муку, содержащую не менее 19% P_2O_5 (фосмука 2-го сорта по ГОСТу). В настоящее время добыча прекращена по экологическим причинам.

Месторождение ракушечных фосфоритов Раквере (Эстония)

Широкое развитие скоплений фосфатизированных ракушек и детрита беззамковых брахиопод в песчаниках Балтийского глинта было известно еще в XIX в. Эти песчаники (каллавереская свита) залегают в кровле кембрийских песчаников и глин, перекрываясь керогенсодержащими (диктионемовыми) аргиллитами и далее мощной толщей известняков ордовика. Детальными исследова-

ниями распределения конодонтов и граптолитов, проведенными в последние десятилетия, установлено, что низы фосфоритоносной каллавереской свиты относятся к самым верхам кембрия, а ее основная часть — к низам ордовика (нижний тремадок).

Во второй половине 70-х годов минувшего столетия трудами эстонских геологов было выявлено крупнейшее в Прибалтийском бассейне месторождение, расположенное к востоку и югу от г. Раквере. Непосредственно к северу и северо-востоку от него находятся ранее установленные месторождения Тоолсе и Азери, разделенные друг от друга малопродуктивными зонами единого фосфоритоносного пласта каллавереской свиты. Все три месторождения (Тоолсе, Азери и Раквере) объединяются в Раквереский фосфоритоносный район.

В этом районе фосфоритоносные отложения каллавереской свиты полого залегают на денудированной и выровненной поверхности нижнекембрийских однородных светло-серых крупнозернистых алевролитов. Общая мощность свиты колеблется от 1 до 12,9 м. В северной части района на территории месторождений Тоолсе и Азери фосфоритоносные отложения перекрыты граптолитовыми аргиллитами и глауконитсодержащими алевритовыми глинами верхнего тремадока, нижний ордовик. На месторождении Раквере эти образования отсутствуют и в кровле фосфоритоносных песчаников каллавереской свиты залегают темно-зеленые терригенно-глауконитовые породы аренигского возраста, нижний ордовик (рис. 11).

На участке Раквере, как и во всем одноименном фосфоритоносном районе, продуктивная каллавереская свита расчленена снизу вверх на маардусскую, суурийгинскую и орасояскую пачки, различающиеся по размерности кластогенного кварца, концентрации и степени окатанности фосфатизированного детрита (табл. 5). Границы между пачками постепенные.

Маардусская пачка мощностью от 0 до 9,3 м сложена косослоистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами, содержащими обломки створок беззамковых брахиопод до 15–20%; детрит в этой пачке, как правило, слабоокатанный автохтонный; характерно присутствие единичных прослоев темно-коричневого аргиллита.

Суурийгинская пачка также изменчивой мощности (0–12,9 м) образована косослоистыми, реже горизонтально-слоистыми фосфоритоносными кварцевыми песчаниками с брахиоподовым детритом от 5 до 70–80%. Детрит здесь сильно окатан и полирован, что свидетельствует о его образовании за счет перемыва более древних ракушечных фосфоритов.

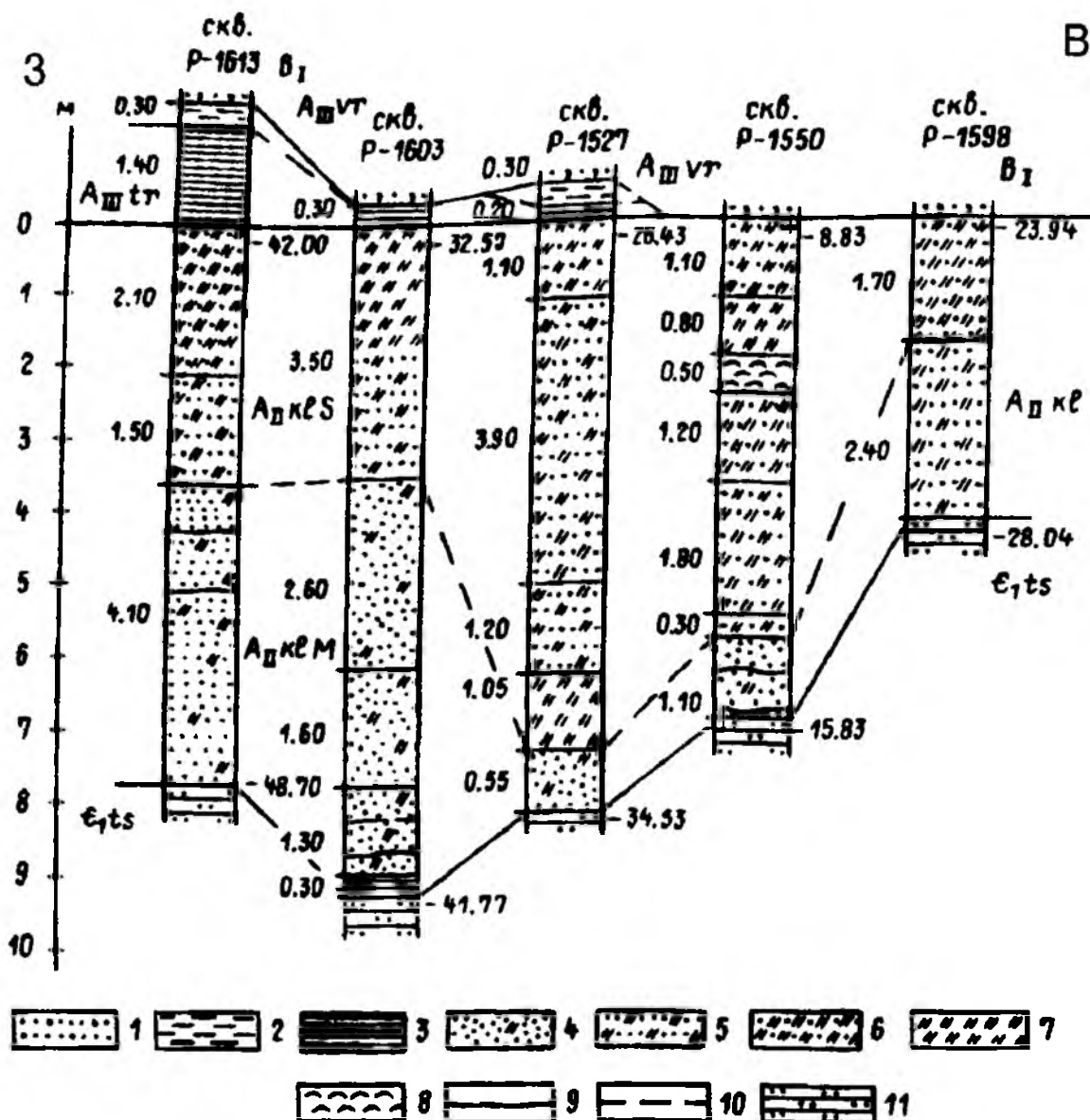


Рис. 11. Схема сопоставления разрезов фосфатсодержащих пород по линии запад — восток на месторождении Раквере (по М.А. Вейдерма и В.А. Пуура):

1 — глауконитовый песчаник; 2 — глина; 3 — граптолитовый аргиллит; 4 — кварцевый песчаник; 5 — детритовый кварцевый песчаник; 6 — детритовый песчаник; 7 — детрит; 8 — ракушняк; 9 — прослойки граптолитового аргиллита; 10 — прослойки глины; 11 — алевролит

Верхняя орасояская пачка мощностью до 3,7 м развита лишь на северном участке месторождения; она сложена неяснослоистыми алевролитами и алевролитовыми песчаниками с прослоями аргиллитов и содержащими до 5–10% мелкого детрита.

Фосфоритоносные кварцевые песчаники выделенных пачек являются мелко- и среднезернистыми (0,1–0,5 мм); заметно более крупнозернистые разности характерны для суурыйгинской пачки. Наибольшие скопления фосфатных створок брахиопод и их детрита приурочены к средне- и разномзернистым песчаникам. Тонкие прослои темноцветного керогенного аргиллита, богатые

**Мощности промышленного пласта фосфоритов, пород вскрыши (м)
и продуктивность P_2O_5 (т/м²) на месторождении Раквере**

(по М.А. Вейдерма и В.А. Пуура)

Месторождение, его участок	Мощность промышленного пласта		Мощность вскрыши		Продуктивность залежи	
	макси- мальная	средняя	макси- мальная	мини- мальная	макси- мальная	средняя
Раквере					4,02	1,10
Участки:						
Ассамалла	10,0	5,0	195	110	2,72	0,97
Рягавере	9,3	5,7	133	50	2,72	1,08
Кабала	12,1	5,2	107	42	4,02	1,28
Юго-восточ- ный	8,5	3,3	198	113	—	—

органикой, имеют мощность от нескольких миллиметров до 10–15 см и иногда содержат остатки граптолитов.

В фосфоритах месторождения основными примесными минералами наряду с кварцем являются доломит, кальцит, пирит, гидроксиды железа, глинистые минералы; отмечаются также анкерит и глауконит.

По результатам фациально-палеогеографического и литогенетического анализа для района Раквере устанавливается активный гидродинамический режим (течения, мелководность) накопления фосфатного детрита, соответствовавший обстановке мелководного бассейна типа пролива между палеоокеаном на западе и внутриконтинентальным морским бассейном на востоке (Московская синеклиза). Поступление питательных веществ в этот бассейн образования богатых органикой пелитов и ракушечных фосфоритов в позднем докембрии–раннем тремадоке объясняется апвеллингом океанических вод у края платформы и их распространением во внутриматериковые мелководные части моря.

Общие ресурсы единой залежи месторождения Раквере оцениваются в 600 млн т P_2O_5 или в 6 млрд т руды при среднем содержании P_2O_5 до 14,5%; разведочные работы проводились в северо-восточной части месторождения, где глубина залегания фосфоритового пласта минимальная (40–110 м), а его продуктивность наивысшая.

Относительно простой минеральный состав, обособленность обломков фосфатных раковин брахиопод и зерен кварца, невысокое содержание глинистых минералов определяют хорошую

обогащаемость фосфоритов месторождения. Полученный путем их флотации концентрат содержит 29,8% P_2O_5 , а также микроэлементы (г/т): 738 Mn; 62 Cu; 50 Zn; 5,8 Cd; 61 Pb; первые три относятся к питательным, а последние два — к токсичным.

Галечниковые фосфориты Центральной Флориды (США)

США с ежегодным объемом производства фосфорного концентрата свыше 35 млн т P_2O_5 (почти 25% от мирового уровня) занимают первое место в мире. Значительная его доля приходится на Флориду — один из главнейших поставщиков фосфоритов. Промышленная добыча в этом регионе осуществляется в шести районах (табл. 6), главнейшим из которых является Центральный, находящийся на территории округов Полк и Хиллсборо (шт. Флорида).

Фосфатоносными в Центральной Флориде являются образования группы Хоторн, несогласно с размывом перекрывающие известняки либо формации Окала (эоцен), либо формации

Таблица 6

Характеристика фосфатоносных районов Флориды

(по П.В. Харбену и Р.Л. Бейтсу)

Параметры	Центральная Флорида	Южная Флорида	Северная Флорида	Хардок	Северо-Восточная Флорида и юго-восточное побережье
Мощность наносов, м	6—9	6—12	6—15	3—?	15—45
Мощность промышленной фосфатной зоны, м	4,5—7,5	4,5—10,5	3—7,5	1,5—9	1,5—15
Доля фосфатных обломков в продуктивной породе, %	20—60	10—25	10—20	0	—
Содержание, %:					
P_2O_5	31,2—32,9	30,2—31,6	30,2—32,1	32,9—35,7	28,4—29,8
MgO	0,5	0,8	0,75		0,9—2
U_3O_8	0,012	0,009	0,008	0,010	
F	2,5—3,5	2,6—3,5	3,0—4,0		

Сьювени (олигоцен). Группа Хоторн подразделяется на три формации (снизу вверх): Аркадия (миоцен), Норалейн (миоцен) и Бон-Валли (плиоцен).

Формация Аркадия представлена преобладающими доломитами с подчиненными прослоями песчано-глинистых терригенных образований; повсеместно в этих породах присутствуют рассеянные стяжения фосфатного вещества 1–1,5 см в поперечнике, благодаря чему указанные образования рассматриваются как основной ресурс фосфатного сырья в ближайшем будущем.

Постепенно вверх по разрезу доломиты сменяются мелководными морскими терригенными песками, глинами формации Норалейн — главного источника фосфатного вещества во Флориде.

Разрез фосфатоносной группы Хоторн венчает формация Бон-Валли, с размывом залегающая на формации Норалейн (рис. 12).

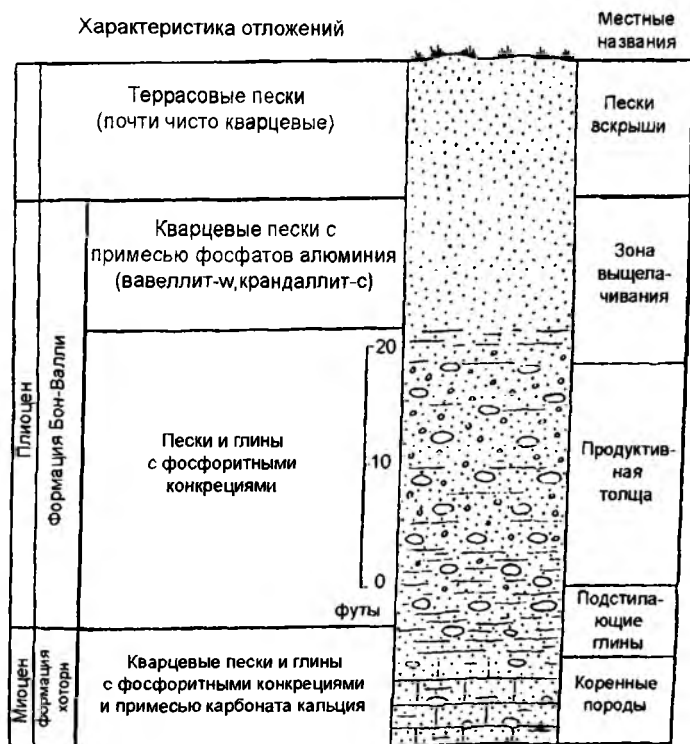


Рис. 12. Стратиграфический разрез толщи, вмещающей континентально-галечниковые фосфориты Флориды (по Кэткарту)

Нижняя и средняя части этой формации представлены плохо отсортированными глинами, алевроитами, песками и гравием; суммарная мощность этого переслаивания составляет около 7 м.

По преобладанию гравийного материала формацию иногда называют "гравий Бон-Валли". Поперечник наиболее крупных обломков (галек) превышает 15 см. Вся крупнообломочная фракция, значительная часть песчаной и фракции глин представлены преимущественно фосфатным веществом; в остальном песчаный материал сложен преобладающим кварцем, а глинистый — монтмориллонитом.

Выше фосфатного гравия залегает менее мощный (около 2 м) горизонт кварцевого песка и каолина с обилием зерен вавеллита — $\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, крандаллита — $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и миллисита — $(\text{Na}, \text{K})\text{CaAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — водных фосфатов кальция, алюминия и щелочных металлов.

Формация Бон-Валли перекрывается террасовыми плейстоценовыми песками, на которые в свою очередь налегает маломощный слой (см. табл. 6) песка, алевроита и почвы.

К продуктивной толще относятся нижняя и средняя части формации Бон-Валли, а также подстилающая ее формация Норалейн. Помимо фосфатного вещества, кварца и монтмориллонита в составе продуктивной толщи присутствуют пирит, лимонит, минералы тяжелой фракции, клиноптилолит и указанные водные фосфаты кальция и алюминия. Фосфатные частицы представлены интракластическими зернами, костными остатками ламантинов (морских коров), зубами акул, удлинёнными и овоидными пеллетами; их цвет варьирует от черных, коричневых, рыжевато-коричневых и серых до белых.

Концентрации редких земель и урана в фосфатном веществе допускают их попутную отработку. Химические и другие характеристики фосфатного вещества Центральной Флориды приведены в табл. 6.

По представлениям американских геологов, миоценовые фосфориты формаций Аркадия и Норалейн имеют первично-осадочное происхождение, как результат прямого выпадения фосфатного вещества из морской воды. В результате выветривания и последующей переработки этих фосфоритов в плиоценовом пресноводном бассейне произошло образование песчано-галечниковых фосфоритов "гравия Бон-Валли".

Благодаря незначительной мощности вскрыши, рыхлому облику продуктивной толщи, высокой продуктивности (P_2O_5 около 12,5 тыс. т/га) и другим свойствам (см. табл. 6), песчано-галечниковые фосфориты Центральной Флориды очень выгодны для раз-

работки; флотационный концентрат содержит 30,2–32,9% P_2O_5 . Попутно предусматривается извлечение урана и фтора. Высокая плотность населения в районе предопределяет необходимость соблюдения экологической чистоты добычи и переработки фосфоритов, рекультивации отработанных участков крупных карьеров.

Глава 2

СЕРА

Сера была известна человеку еще в глубокой древности: упоминание о ней датируется 2000 г. до н.э. Уже в то время египтяне использовали ее для приготовления косметических средств, красок, при отбелке тканей. Римляне употребляли серу как зажигательное оружие. Изобретение пороха арабами (либо китайцами) приблизительно за 1200 лет до н.э. состояло в приготовлении смеси, состоящей из 70–75% нитрата калия, 14–16% древесного угля и 10–15% серы. Гомер упоминает о сжигании серы для дезинфекции, а Плиний Старший — о применении ее для лечения кожных заболеваний. В начале XVII в. немецкий алхимик И. Глаубер, растворив серный ангидрид в воде, впервые получил серную кислоту — один из главнейших видов сырья современного промышленного производства. Как химический элемент сера впервые была охарактеризована А. Лавуазье в конце 70-х годов XVII в.

Сера поливалентна (S^{2-} , S^0 , S^{4+} , S^{6+}), образует множество химических соединений. Известно четыре изотопа серы: ^{32}S (95,1%), ^{33}S (0,74%), ^{34}S (4,2%), ^{36}S (0,016%), природные отношения наиболее распространенные из которых $^{32}S/^{34}S$ соответствуют 21,6–22,7.

В природе сера находится как в свободном состоянии, так и в виде неорганических и органических соединений, являясь 13-м элементом по распространенности; ее среднее содержание в земной коре составляет $4,7 \times 10^{-2}$ мас. %, а в морской воде — 0,08–0,09 мас. %.

В природных условиях наиболее распространена одна из шести модификаций самородной серы — α -сера, кристаллизующаяся в ромбической сингонии и устойчивая до 95,6 °C. В интервале температур 95,6–119,3 °C устойчива моноклинная β -сера, которая при температуре 119,3 °C переходит в жидкую λ -серу. α -сера встречается в виде просвечивающих кристаллов пирамидального или усеченно-пирамидального облика, а чаще — в виде кристаллически-зернистых агрегатов, скрытокристаллических и зернистых масс. Легко диагностируется по желтому цвету различных оттенков; посторонние примеси придают ей бурую окраску различной

интенсивности. Нередко сера загрязнена глинистыми и органическими веществами, гипсом, жидкими углеводородами; она может содержать изоморфные примеси мышьяка, селена, теллура, таллия. Твердость серы 1,5–2,5, плотность (удельный вес) — 1,9–2,1 г/см³. При температуре 248 °С она горит с образованием SO₂.

Известно большое количество других минеральных форм нахождения серы, широко распространенных в природе; это в первую очередь многочисленные сульфиды (пирит, пирротин, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит и др.) и сульфосоли (блеклые руды и др.), а также сульфаты (ангидрит, гипс, мирабилит и др.). Существенные количества серы, связанной в виде сероводорода (H₂S), сернистого ангидрида (SO₂) и других соединений присутствуют в вулканических газах и в водах минеральных источников. Большое количество серы находится в сырой нефти и в природном газе. Так, содержание сероводорода в отдельных залежах природного газа провинции Альберта (Канада) достигает 50%. В сырой нефти количество серы может достигать 14%, составляя в среднем около 5%. В растительных и животных организмах сера связана в виде неорганических и органических (аминокислоты) соединений. Особенно много серы в белках и биологически активных веществах (например, в витаминах).

Большая часть серы (около 80%) в промышленности идет на производство серной кислоты, используемой в основном для получения фосфорных удобрений. Так, для выработки 1 т суперфосфата требуется свыше 400 кг серной кислоты. В химической промышленности серная кислота необходима для получения других кислот (фосфорной, соляной и др.), красителей, технических солей, пластмасс. В нефтяной промышленности ее используют для очистки нефтепродуктов, а в металлургии — для травления металлов. В большом количестве серная кислота расходуется при переработке урановых руд и получении урана.

В элементарном виде сера используется резиновой, бумажной и текстильной промышленностью для получения каучука, бумаги и искусственного шелка. Она необходима в спичечном производстве и получении взрывчатых веществ, в пищевой промышленности для осветления пищевых продуктов, при консервировании фруктов и в холодильном деле, в медицине и в сельском хозяйстве — для борьбы с вредителями растений и как удобрение. Сера нужна для получения специальных цементов, в производстве стекла, для обработки древесины и целлюлозы. Важной областью применения элементарной серы может стать производство серных асфальтов и бетонов.

При общем мировом уровне получения серы приблизительно в 50 млн т в год около 33% приходится на переработку нефти и

природного газа, около 30% — на разработку месторождений самородной серы, около 14% — на улавливание из газовых выбросов коксохимического производства и цветной металлургии, около 16% — на переработку пирита, пирротина и других сульфидов, около 6% — на переработку ангидрита и других сульфатов. В настоящее время производство серы определяется не только потребностями в ней, но и необходимостью очистки нефти и газа.

Доля серы, полученной из нефти, природного и промышленных газов, составляющая в настоящее время около половины, имеет тенденцию к неуклонному возрастанию в связи с ужесточением требований по ограничению выброса сернистых газов в атмосферу. При очистке нефти содержащаяся в ней сера переводится в паровую фазу H_2S . В природном газе большая часть серы уже находится в этой форме. Дальнейшая экстракция серы осуществляется методом Клауса: сорбция H_2S каким-либо сорбентом, перевод части H_2S в SO_2 , реакция смеси этих газов в соотношении 2 : 1 в конверторах с получением элементарной серы. Степень извлечения серы этим методом может достигать 99,5%. В Канаде практически всю серу получают таким способом.

Сульфиды железа при нагревании разлагаются с выделением сернистого газа SO_2 , который улавливается и переводится в серную кислоту. Из образовавшихся железных шлаков извлекают цветные и благородные металлы. Этот источник получения серных соединений доминирует в Испании, Швеции, Норвегии.

Переработка ангидрита обычно осуществляется по методу Мюллера–Кюне: смесь ангидрита, глины, песка и кокса нагревается до температуры 1200–1400 °С во вращающихся обжиговых печах. Ангидрит переходит в известь CaO , реагирующую с другими компонентами шихты с образованием цементного клинкера. Выделяющиеся при этом газы содержат до 10% сернистого ангидрида SO_2 , переводимого в серную кислоту. Такой способ получения соединений серы применяется в немногих странах, например в Великобритании.

Месторождения самородной серы и ныне остаются одним из ведущих источников ее получения. В зависимости от геологических условий добыча серных руд осуществляется в открытых или подземных горных выработках, а также методом подземного расплавления (метод Фраша). Сущность этого скважинного метода заключается в нагнетании в зону минерализации сильно перегретой воды, водяного пара и сжатого воздуха, расплавлении серы и откачке ее на поверхность. Такая система разработки возможна при наличии пористых серосодержащих пород, ограниченных водонепроницаемыми литологическими горизонтами, хорошей

системой водоснабжения и электроэнергии. В США методом Фраша добывают приблизительно половину всей серы, получаемой в стране.

При классическом способе разработки месторождений самородной серы горными выработками обычно учитывают содержание серы в горной массе и степень ее дисперсности, состав вмещающих пород, наличие вредных примесей. По содержанию серы различают богатые (более 25%), рядовые (18–25%), средние (12–18%) и бедные (5–12%) руды. Средние и бедные руды предварительно обогащаются с получением концентратов. Богатые, рядовые руды и концентраты в специальных печах и автоклавах подвергают плавке с получением так называемой “сырой” или “природной комовой” серы, в отличие от “газовой комовой”, получаемой из сероводорода H_2S или сернистого ангидрида SO_2 . Природная комовая сера, очищенная переплавкой от технических и химических примесей, называется “рафинированной” серой.

На фоне большого разнообразия генетических типов проявления самородной серы в природе, связанных с молодой вулканической деятельностью, седиментацией, биохимическими процессами, окислением сульфидов в зоне гипергенеза и др., выделяются три главнейших (но неравноценных!) геолого-промышленных типа ее месторождений: вулканогенный импрегнационно-метасоматический, стратиформный в эвапоритовых слоистых толщах и соляно-купольный в породах кепроков. Если первый тип включает не более 5–10% запасов и 1–3% мировой добычи самородной серы, являясь ведущим либо даже единственным для отдельных стран (Япония, Чили и др.), то на остальные два типа приходится свыше 90% разведанных запасов и более 95% всей добычи, причем доля стратиформных месторождений в добыче превышает 60%, а соляно-купольных — 35%.

Импрегнационно-метасоматический тип в общей группе вулканогенных месторождений самородной серы, включающей также подчиненные сублимационные (сульфатарные) и кратерно-озерные образования, является главенствующим. К нему относятся месторождения Новое, Заозерное, Малотойваямское, Ветроваямское на Курильских островах, Мацуо, Адзуми, Акаи, Огуси, Ку-сасу-Сиране и другие в Японии, Левиатан (Колорадо) в США, многочисленные месторождения Чилийских и Перуанских Анд, Эквадора, Колумбии, Мексики, Филиппин. Все они образовались в посткальдерную стадию развития вулканов при гидротермальной переработке андезитовых толщ горячими сернокислыми водами и газовыми эксгаляциями. Рудные тела, сложенные сернистыми кварцитами, опалитами, алунитами, имеют пластооб-

разную, линзообразную и штокверкообразную формы. Их мощность колеблется от первых до десятков метров, а протяженность достигает сотен метров. Содержание серы в рудах может достигать 40%.

Стратиформный тип является господствующим в мире. Месторождения этого типа неразрывно связаны с эвапоритовыми сульфатно-карбонатными слоистыми толщами пород (галогеинными формациями). В настоящее время известно шесть таких промышленно-сероносных формаций: верхнеказанская (месторождения Среднего Поволжья — Водинское, Алексеевское, Сюкеевское и др.), очоанская (месторождения Делаварского бассейна — Дувал, Калберсон и другие в Западном Техасе, США), верхнеюрская (месторождение Гаурдак в Туркмении), тортонская (месторождения Предкарпатского бассейна — Тарнобжег, Гржибов, Езерко, Сташув и другие в Польше, Немировское и другие на Украине), мессинская (месторождения о. Сицилия), нижнефарская (месторождение Мишрак в Ираке). Образование этих месторождений связывается с биохимическими процессами в осадках лагунного типа при отложении гипса, ангидрита, галита, мергеля и известняка. Сера сформировалась путем восстановления сульфата при участии анаэробных бактерий (*Desulfobrio desulficans* и др.), активизировавшихся при наличии углеводов; этот микробиологический процесс приводил к образованию сероводорода, который затем окислялся в приповерхностных условиях с выделением самородной серы, осаждавшейся на дно в виде тонких слоев и рассеянной вкрапленности. Принимая во внимание структурный контроль оруденения (приуроченность крупных серных залежей к положительным складчатым структурам, сопряженным с разломами), многие исследователи считают эти месторождения инфильтрационно-метасоматическими. Рудные тела имеют форму пластов и пластообразных залежей, а также стратифицированных линз и гнезд. Их мощность достигает десятков метров, а протяженность — сотен метров. По А.С. Соколову, следует выделять два подтипа этих месторождений: залежи в сплошных толщах сульфатных пород и залежи в толщах переслаивания сульфатных и карбонатных пород. Для первого подтипа характерны известняковые руды с высоким содержанием серы (около 25%), для второго — кальцит-доломитовые руды с содержанием серы около 12–14%.

Соляно-купольный тип месторождений — второй после стратиформного по промышленной значимости. Месторождения этого типа широко проявлены в зоне Мексиканского залива на территории США (штаты Техас и Луизиана) и в Мексике. Серные залежи приурочены к кепрокам соляных куполов, обнаруживая

при этом тесную связь с углеводородами. Их образование также связывают с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, разлагавших ангидрит с выделением сероводорода и отложением ячеистого кальцита. Окисление сероводорода приводило к появлению самородной серы. Соляные купола без признаков углеводородов не содержат серной минерализации.

Месторождение серы Новое

Месторождение находится в центральной части о. Итуруп Курильской гряды в пределах горного хребта Богатырь, сложенного продуктами миоцен-четвертичного вулканизма. В структурном отношении оно приурочено к плейстоценовой тектонической депрессии вулкана Нового, выполненной субгоризонтально залегающими переслаивающимися осадочными и вулканическими породами. Суммарная мощность этих пород составляет несколько сотен метров; по простираию они прослеживаются более чем на 5 км.

Основной структурный элемент участка месторождения — экстррузивный купол, в составе которого присутствуют рвущие тела дацитов и андезитов с крутыми близвертикальными контактами и пологозалегающие эффузивно-осадочные породы, подразделяемые на две толщи: нижнюю и верхнюю.

Нижняя (предположительно миоценовая) толща представлена туфами, туфобрекчиями и лавами андезитового и андезитобазальтового составов мощностью 300–400 м. Породы толщи разбиты многочисленными разломами и интенсивно переработаны газогидротермальными растворами.

Максимальные изменения свойственны верхам толщи, где исходные породы превращены в опалиты, микрокварциты, алунитовые кварциты, гидрослюдисто-монтмориллонитовые и каолиновые образования, содержащие элементарную серу. Промышленно сероносными являются кварциты и опалиты.

Верхняя (плейстоценовая?) толща несогласно перекрывает нижнюю; в ее основании залегают туфобрекчии основного состава, переходящие вверх по разрезу в неизмененные двупироксеновые андезитобазальты. Туфобрекчии лимонитизированы и содержат обломки выщелоченных серных кварцитов.

На площади месторождения зафиксированы фумаролы с выходами холодных сернистых газов.

На северо-восточном участке месторождения нижняя (сероносная) толща прорвана дайками и некками, а также перекрыта лавовыми покровами; все эти более поздние образования, оставаясь свежими либо слабо гидротермально измененными, в своих эндоконтактах заметно импрегнированы серой (до 15–20%).

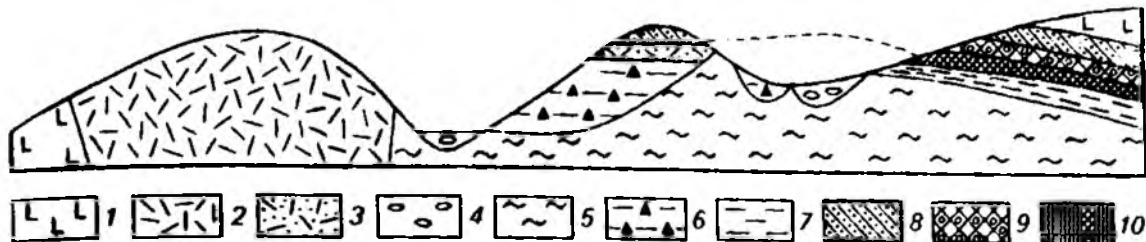


Рис. 13. Схема распределения измененных пород серного месторождения Новое (по Е.Д. Петраченко):

1 — базальты и туфы; 2 — дациты; 3 — алунитовые кварциты; 4 — аллювиальные и озерные отложения; 5 — пропилитизированные породы; 6 — сера в различных измененных породах; 7 — каолинизированные породы; 8 — пористые опалиты (выщелоченные серные руды); 9 — серные руды, частично выщелоченные с очковой структурой; 10 — серные кварциты и опалиты

Промышленная залежь самородной серы имеет пластообразную форму, субгоризонтальное залегание, мощность около 100 м и локализована в кровле нижней толщи (рис. 13). Слагающие ее руды представлены серными кварцитами (внизу), монокварцитами и опалитами. Серные кварциты обнаруживают реликтовую порфировую и агломератовую структуру исходных пород. Руды малосульфидные, содержание серы в них колеблется в широких пределах: от 20 до 80%. Сульфидов железа мало, лишь в отдельных местах их количество резко увеличивается до 15%. В.С. Знаменским и В.В. Чеботаревым отмечается большое разнообразие текстур и структур на месторождении. В наиболее богатых рудах сера образует непрерывный сетчатый либо ячеистый агрегат (сетчатые, очковые, пятнистые текстуры); самые бедные руды характеризуются изолированным распределением индивидуумов серы (вкрапленные, прожилковые текстуры). Устанавливаются также полосчатые (в том числе и концентрически-полосчатые, колломорфные, брекчиевые, слоистые и др.) текстуры. При господстве псевдоморфных хемогенных структур замещения указанными исследователями в рудах месторождения отмечаются также разнообразные хемогенно-седиментогенные и расплавогенные структуры.

Под рудной залежью развиты алунитовые и опал-гипсовые осерненные породы, затем следуют каолинизированные образования, еще ниже — гидрослюдисто-монтмориллонитовые породы и, наконец, пропилитизированные породы без признаков серной минерализации.

Большинство исследователей рассматривают месторождение Новое импрегнационно-метасоматическим, сформировавшимся в результате замещения серой пористых андезитовых толщ и выполнения ею пустот и пор в этих породах. Серная минерализация формировалась под воздействием активных гидротермальных

растворов с высоким содержанием сернистых газов, возникших в посткальдерную стадию развития вулкана и метасоматически перерабатывавших вулканиты в кварциты. Здесь отчетливо проявлена метасоматическая вертикальная зональность, свойственная (по Г.М. Власову) месторождениям этого типа и выражающаяся в появлении ряда (вниз по разрезу гидротермально измененных пород): бессернистые кварциты и опалиты—сернистые кварциты—алунитизированные кварциты—каолинизированные кварциты—монтмориллонитовые кварциты и пропилиты. Считается также, что руды сформировались в поверхностных и приповерхностных условиях (до глубины 250–300 м — нижней границы циркуляции метеорных вод) в обстановке хемогенного окисления сероводорода до серы. Окисление части сернистых газов до серной кислоты предопределило кислотное выщелачивание рудовмещающих пород.

В результате детального текстурно-структурного изучения руд месторождения В.С. Знаменским и В.В. Чеботаревым показано, что в их формировании помимо господствующих процессов гидротермально-метасоматического замещения и выполнения проявились также осаждение и переотложение в осадках водоемов, плавление серы и ее инъецирование в пустоты.

Несмотря на значительные запасы, месторождение не разрабатывается в связи с трудными горно-геологическими и экономико-географическими условиями.

Месторождение серы Мишрак (Ирак)

Гигантское месторождение Мишрак, содержащее как минимум 100 млн т элементарной серы, находится приблизительно в 315 км к северу от Багдада на правом берегу Тигра. Оно было открыто в ходе поисково-разведочных работ 1960–1962 гг., проводившихся советскими геологами по договору с правительством Ирака. В региональном плане месторождение приурочено к складчатым образованиям Месопотамской депрессии — краевого прогиба, разделяющего опущенную окраину Аравийской платформы на западе от надвиговой зоны гор Загрос на востоке. Эта депрессия шириной около 200 км, выполненная осадочными породами миоцена, смятыми в линейно вытянутые на северо-запад складки, характеризуется широким проявлением серной минерализации.

Участок месторождения соответствует одной из таких линейных складок (Мишракская антиклиналь), вытянутой в северо-западном направлении на 11 км при ширине 3,5 км (рис. 14). Ее юго-западное крыло осложнено эшелонированными складками более высокого порядка, а юго-восточное замыкание срезано

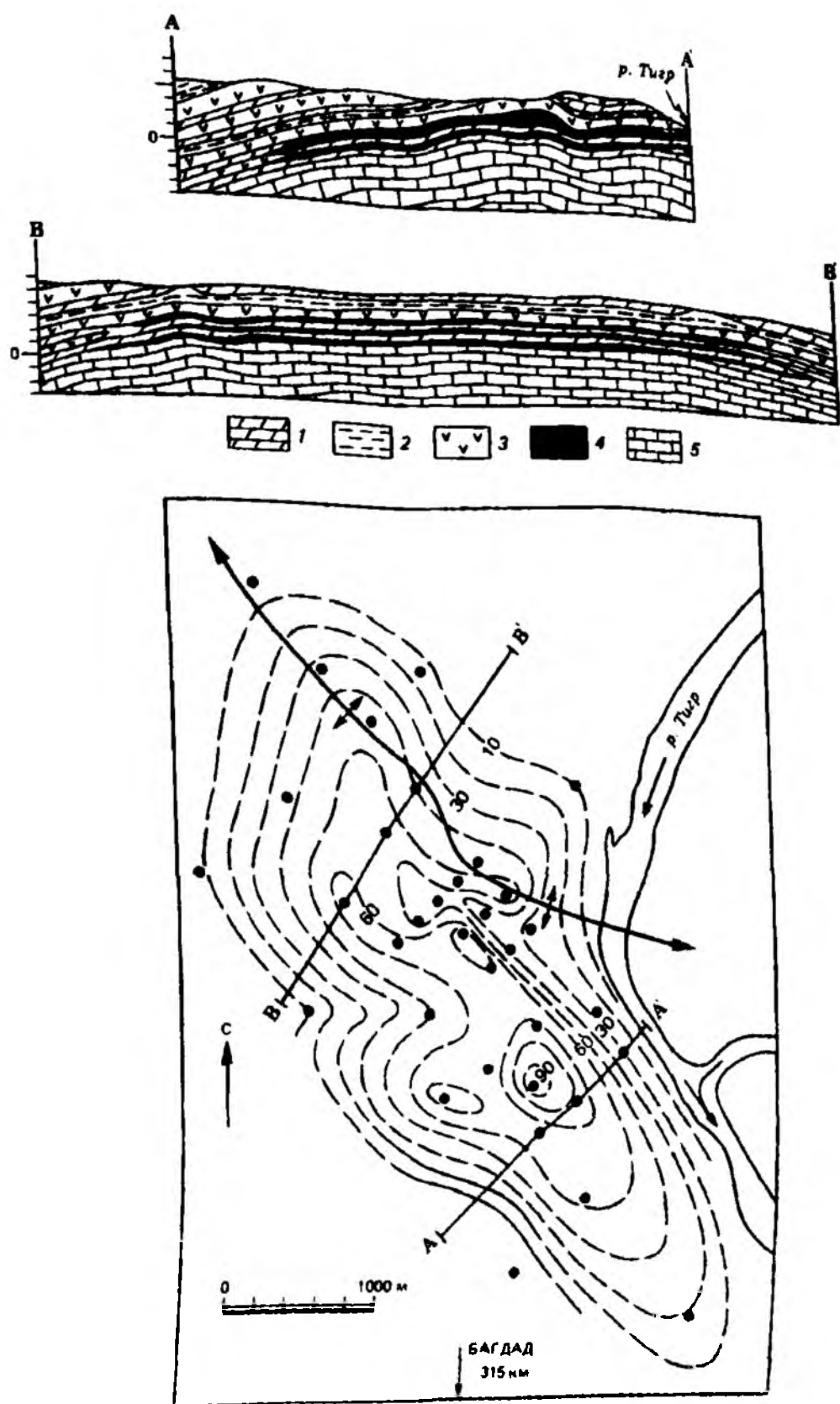


Рис. 14. Месторождение серы Мишрак в Ираке (по Баркеру, Кохрану и Семраду):
 Вверху — геологические разрезы: 1 — доломиты, известняки, мергели; 2 — глини-
 стые сланцы; 3 — гипс; 4 — сера; 5 — евфратские известняки. Внизу — карта изо-
 пахит подошвы серной залежи; указаны линии геологических разрезов

крутой тектонической зоной. Залегание пластов пород пологое в осевой части структуры и более крутое на крыльях, что предопределяет ее куполообразную, сундучную форму. В северо-западной части Мишракской структуры зафиксировано промышленное скопление природного газа.

Стратиграфо-литологический разрез пород, слагающих месторождение, следующий. Серосодержащие породы принадлежат формации нижний Фарс (средний миоцен, тортон), подразделяемой здесь на четыре толщи. Продуктивной является базальная нижняя толща мощностью 60–140 м, перекрывающая с трансгрессивным несогласием биогенные евфратские известняки нижнего миоцена мощностью свыше 280 м. В верхней части разреза этих известняков присутствует в небольшом количестве самородная сера.

Продуктивная (нижняя) толща сложена тонкозернистым первичным карбонатом, вторичным кальцитом с серой и гипс/ангидритом. Первичный карбонат аргиллитизирован, содержит диспергированные битумы и представлен доломитом, известняком и мергелем. В составе толщи три рудные зоны, характеризующиеся резким преобладанием перекристаллизованного (вторичного) кальцита и самородной серы с битумами над первичными гипс/ангидритовыми образованиями. Мощность каждой рудной зоны около 30 м; зоны разделены друг от друга слабо минерализованными пластами доломитов, мергелей и глинистых сланцев. В осевой части антиклинали каждая зона представляет единую массивную залежь, которая во фланговых окончаниях (в крыльях складки) расщепляется на множество маломощных слойков. По латерали зоны переходят в гипс/ангидритовые и первичные карбонатные образования. Ширина рудных зон сокращается вверх по разрезу: максимальная протяженность по латерали, как это хорошо видно в поперечном разрезе (см. рис. 14), характерна для самой нижней из них.

Таблица 7

Характеристика рудных зон месторождения Мишрак

(по В. В. Чебаненко)

Рудная зона	Глубина залегания, м	Суммарная мощность, м	Мощность в пределах промышленного контура, м	Среднее содержание серы, %
3	54,8–134,5	2,8–46,8	2,8–46,8	19,8
2	101,6–170,8	1,4–33,1	1,4–25,9	23,4
1	124,4–303,1	1,9–44,0	1,9–35,2	25,5

Выше по разрезу продуктивная толща сменяется сульфатной (тонко-среднезернистый гипс/ангидрит с прослоями битуминозного мергеля) и карбонатно-кластической (известняк, гипс, глина) толщами, выходящими на поверхность в центральной части структуры. Верхняя сульфатно-кластическая толща (гипс, известняк, известковистый песчаник и глина) толща нижнего Фарса окаймляет по периферии Мишракскую антиклиналь, обнажаясь на флангах месторождения. Самыми молодыми образованиями, развитыми вдоль юго-западного фланга, являются верхнемиоценовые породы формации верхнего Фарса, представленные пестрыми известковистыми глинами с маломощными прослоями гипса, известняка, мергеля и песчаника.

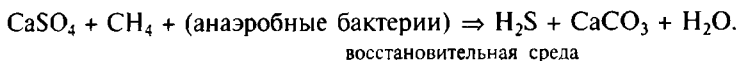
Хотя самородная сера достаточно широко развита в трех нижних толщах формации нижний Фарс и даже в нижезалегающих евфратских известняках, ее промышленные концентрации связаны с тремя рудными зонами нижней (продуктивной) толщи; эти рудные зоны представляют независимые сближенные рудные тела. Их суммарная мощность варьирует в широком интервале — от 2 до 123,9 м, а мощность перекрывающих пород — от 73 до 303,1 м. Площадь контура промышленной минерализации в плане около 10 км². Среднее содержание серы в рудах для месторождения в целом 23,14 мас. %. Характеристика отдельных рудных зон приведена в табл. 7.

Серная минерализация в рудах проявлена разнообразно. Выделяется семь текстурных типов: полосчатый, гнездовой, рассеянно-вкрапленный, псевдобрекчиевый, брекчиевый, прожилковый и рассеянно-прожилковый. Полосчатая руда представляет чередование слоев тонкозернистой серы и крупнокристаллического вторичного известняка. Гнездовая руда характеризуется наличием неправильных гнезд в известняках или овальных — в доломитах, выполненных серой и кальцитом с образованием жеод. Рассеянно-вкрапленная руда обнаруживает незакономерные рассеянные мелкие включения кристаллической серы в кальцитовой массе. Угловатые обломки мергеля и доломита в массе кристаллического кальцита и арагонита с серой индивидуализируют брекчиевую текстуру; если обломковидные обособления мергеля и доломита имеют сглаженные очертания, то такая текстура рассматривается как псевдобрекчиевая. В прожилковой руде сера нередко с крупнокристаллическим арагонитом выполняет многочисленные мелкие жилки различной морфологии. Если последние редки, а их мощность достигает нескольких сантиметров, то такая руда относится к рассеянно-прожилковой.

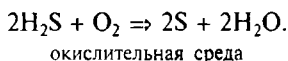
Руды месторождения отличаются повышенной битуминозностью; в отдельных сечениях содержание рассеянных битумов может достигать 10%. Другие примеси практически отсутствуют.

Образование уникального по масштабам Мишракского месторождения, как считают изучавшие его геологи, обусловлено благоприятным сочетанием мощных толщ сульфатных пород (гипс и ангидрит формации нижний Фарс), крупных скоплений углеводородов (залежь природного газа на северо-восточном фланге месторождения и обилие битумов во вмещающих породах), их тесной гидродинамической связью по разломам, трещинам и пористым закарстованным породам, наличием антиклинальной структуры как ловушки для сероводорода, образовавшегося за счет сульфатов, присутствием сульфатредуцирующих бактерий (*Desulfovibrio desulfuricans*).

В результате взаимодействия сульфатных пород с углеводородами при участии сульфатредуцирующих бактерий произошло образование сероводорода и вторичного кальцита:



Накопившийся практически на месте сероводород, оказавшись благодаря инфильтрации богатых кислородом поверхностных вод р. Тигр в окислительных условиях, переходил в элементарную серу, кристаллизовавшуюся в пустотах и порах вторичного известняка:



В последние годы месторождение интенсивно разрабатывалось методом подземного расплавления с ежегодным уровнем добычи серы около 600 тыс. т.

Месторождения самородной серы Мексиканского залива

Побережье Мексиканского залива характеризуется широким развитием соляных куполов — штокообразных диапировых тел сложной формы, сложенных преимущественно галитом и венчающихся кальцит-гипс-ангидритовыми шляпами (кепроками). Все породы шляпы содержат воду, насыщенную сероводородом, хлористым натрием и другими солями, а также нередко углеводородами. Помимо указанных минералов в соляных диапирах этого региона зафиксированы резко подчиненные количества доломита, кварца, барита, целестина, сидерита, гауэрита, гематита и пирита. Образование диапиров происходило в результате подъема масс каменной соли, слагающей пласты юрского возраста, находящиеся на глубине 6–15 км. Район развития соляных куполов находится в границах позднекрейдовской нефтяной провинции.

Из 329 таких разведанных структур на территории США (штаты Техас и Луизиана) в 24 установлены промышленные скопле-

ния самородной серы, приуроченные к породам кепроков. На территории Мексики (перешеек Туантепек) выявлен 41 соляной купол, в четырех из которых также зафиксирована серная минерализация. В настоящее время сера обнаружена в кепроках куполов, разбуренных в акватории залива (купол Челенджер Нолл: глубина моря 3572 м, удаленность от берега 350 км). Как правило, с кепроками сероносных соляных куполов связаны залежи нефти и газа, находящиеся либо в самих кепроках, либо примыкающие к его краевым частям.

Максимальные мощности пород сероносных кепроков колеблются в пределах первых сотен метров, достигая 360 м, а глубина залегания их кровли не превышает 550 м. Подавляющее большинство серных залежей в составе кепроков залегают в интервалах глубин 280–610 м. Возраст осадочных пород, окружающих и перекрывающих сероносные кепроки, варьирует от олигоценового до плиоценового.

Зональность пород кепрока, свойственная соляным куполам, обычна и в их сероносных разновидностях (рис. 15): выше соли находится зона ангидрита, основание которой является относительно ровным, далее — трещиноватая и раздробленная переходная зона, а затем — зона кальцита и серы. В основании кепрока залегают сланцы и нефтяные пески.

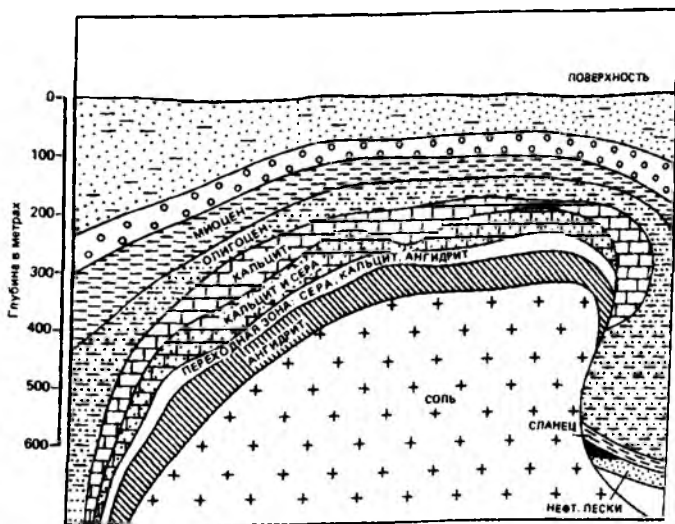


Рис. 15. Месторождения солей Мексиканского залива (по Дэвису и Киркланду). Схематический разрез кепрока типичного соляного купола с характерной зональностью, включая положение серной минерализации

вверх доли кальцита, наконец, верхняя зона — кальцитовая (кавернозный брекчированный тонкокристаллический известняк с полостями, выполненными крупнокристаллическим кальцитом). Серная минерализация локализована в переходной и в нижней части кальцитовой зоны. В ангидритовой зоне сера встречается редко, а в породах соляного штока отсутствует вообще. Серная залежь может продолжаться за пределы кепрока во вмещающие его породы; в плане она имеет сложную морфологию, причем ее контуры, как правило, не совпадают с границами кепроков (рис. 16).

Сера представлена зернистыми массами и кристаллическими агрегатами, замещающими гипс и кальцит; она выполняет трещины и пустоты в известняках и располагается между зернами других минералов. Мощность промышленной залежи с содержанием серы 15–25% может достигать 100 м, составляя в среднем около 30 м.

Одним из крупнейших месторождений серы этого региона является Растлер-Спрингс (США), находящееся в 70 км к северо-западу от г. Пекос. Соляной купол месторождения находится в окружении меловых и третичных отложений. Бурением установлено, что площадь промышленной залежи в плане превышает 250 га, а ее мощность около 145 м. Залежь расположена в интервале глубин 72–377 м от поверхности. Общие запасы серы составляют 60 млн т, при ее содержании 15–18%.

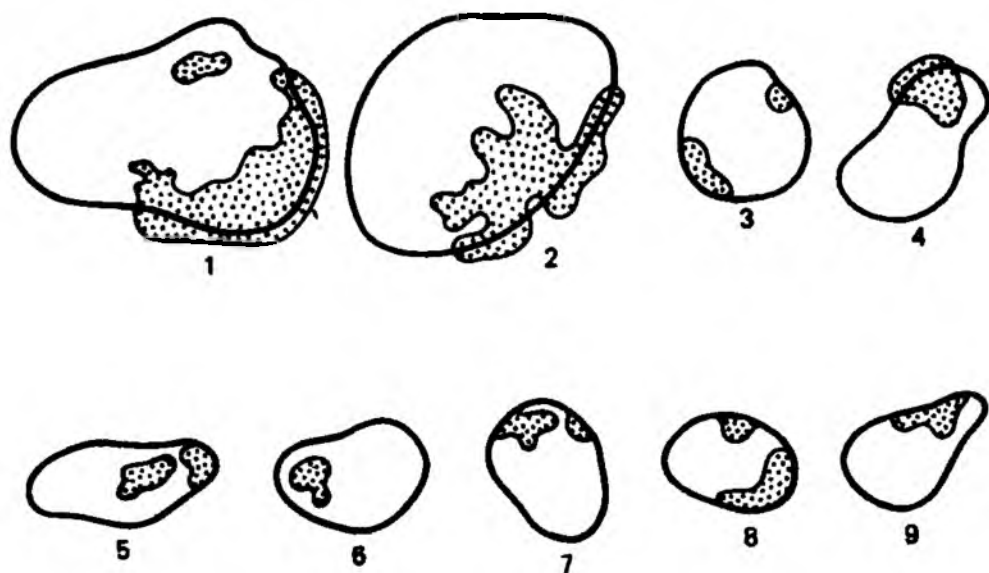


Рис. 16. Положение серных залежей (показаны крапом) в контурах вершинных частей соляных куполов в районе Мексиканского залива (по Ладу и Майерсу):

1 — Нью-Галф-Болинг, Техас; 2 — Хальтипан, Мексика; 3 — Хай-Айленд, Техас; 4 — Каминада-Пасс, Луизиана; 5 — Чакахула, Луизиана; 6 — Сан-Кристобаль-Капокан, Мексика; 7 — Дамон-Маунд, Техас; 8 — Мосс-Блафф, Техас; 9 — Гранд-Икайл, Луизиана

Месторождение разрабатывалось методом Фраша с 1969 г., максимальная годовая добыча превышала 2 млн т серы.

По представлениям американских геологов, формирование зон кепрока происходило при подъеме соляных масс как результат растворения каменной соли в зоне циркуляции подземных вод. Труднорастворимый ангидрит накапливался на вершине купола, причем часть его гидратировалась и переходила в гипс. Образование серы, по своему химизму идентичное приведенному для стратиформных месторождений (см. Мишрак), связано с поступлением в ангидритовую зону метеорных вод с растворенными в них углеводородами и содержащими анаэробные сульфатредуцирующие бактерии. Анаэробные бактерии получали энергию при окислении углеводородов, сопровождавшемся редукцией сульфат-иона до H_2S и освобождением CaO и CO_2 , которые мигрируя связывались в кальцит по верхнему краю ангидритовой зоны, а последующее окисление сероводорода под воздействием, например, слабо окисленных грунтовых вод приводило к выпадению самородной серы. Однако условия окисления сероводорода достоверно неизвестны. Такое биохимическое образование самородной серы доказывалось наличием в водах месторождений сульфатредуцирующих бактерий, а также более высокими отношениями S^{32}/S^{34} в самородной сере сравнительно с ангидритом и C^{12}/C^{13} в кальците кепрока сравнительно с кальцитом первичного осадочного известняка.

Глава 3

БОР

Считается, что бора была известна еще вавилонянам почти 4000 лет назад, использовавшим этот минерал для изготовления амулетов. В Древнем Египте ее употребляли при мумифицировании. Еще в 300 г. в Китае, а несколько позднее в Аравии, начали использовать боросодержащие глазури. В 1702 г. парижский химик Гольберг получил из буры борную кислоту, а в 1777 г. она была обнаружена как природное соединение (сассолин) в горячих источниках Тосканы. Как химический элемент бор впервые был получен Гей-Люссаком и Л. Тенаром в 1808 г. при нагревании борной кислоты с металлическим калием.

По А.П. Виноградову, кларк бора в земной коре составляет $1,2 \times 10^{-3}\%$, причем повышенные концентрации отмечаются в глинах и глинистых сланцах ($1,1 \times 10^{-2}\%$), фосфоритах ($1,3 \times 10^{-2}\%$), железомарганцевых конкрециях ($1,1 \times 10^{-2}\%$), кимберлитах ($1,9 \times 10^{-2}\%$), а также в подземных водах вулканически активных районов, в

нефтяных водах, циркулирующих в гипс-ангидритовых соленосных толщах, и в грязевых вулканах.

Элементарный бор обычно представлен темным аморфным порошком либо окрашенными или бесцветными кристаллами; его температуры плавления и кипения соответственно 2075 и 2550 °С. В соединениях с галоидами и кислородом бор трехвалентен, однако известен ряд соединений, где он обладает иной валентностью.

Практическое использование бора и его соединений чрезвычайно разнообразно, что связано с его различными свойствами. Около 55% борного сырья потребляют стекольная и керамическая промышленности для изготовления оптических стекол, теплоизолирующего стекловолокна, кислото- и огнеупорных изделий, эмалей, глазурей, фарфора и т.д. 15–30% борного сырья используется в мыловарении и в производстве отбеливающих средств. В небольшом количестве борные соединения применяются в медицине как антисептики, в металлургии как присадки к стали, в резиновой, лакокрасочной, кожевенной и парфюмерной промышленности.

В сельском хозяйстве (около 10% потребления) бор служит микроудобрением. Соединения бора широко применяются для предохранения древесины от гниения и придания ей огнестойкости, а также для антикоррозионных и жаропрочных покрытий по металлам.

Соединения бора с металлами (бориды) используются при производстве особо прочных деталей газовых турбин и реактивных двигателей. Карбиды бора, характеризующиеся высокой твердостью, абразивностью и износоустойчивостью, применяются в шлифовальном деле, для изготовления ступок, всевозможных калибров, сопел пескоструйных аппаратов и др. Нитриды бора, обладающие термоизоляционными и полупроводниковыми свойствами, используются в высокочастотных индукционных печах; один из них (боразон) по твердости подобен алмазу, но отличается большей термической устойчивостью. Сложные бороводороды (бораны), легко окисляющиеся с выделением большого количества энергии, интересны как горючее для реактивных двигателей. Соединения бора необходимы также при производстве нейлона, фиброгласа, гибких пластмасс и в других целях.

В настоящее время известно около 160 минералов бора; подавляющее большинство из них (свыше 100) являются боратами магния, кальция, натрия и калия; известны также боросиликаты, боралюмосиликаты и представители некоторых других минеральных групп. Наиболее распространенные минералы бора, имеющие промышленное значение, приведены в табл. 8.

В зависимости от технологии их переработки выделяются различные промышленные типы руд, в которых главными минералами являются: 1) бораты, растворимые в воде (сассолин, бура,

Главнейшие минералы бора, встречающиеся в его промышленных месторождениях

Группа	Минерал	Химический состав	Содержание B_2O_3 , %
Натровые бораты	Борная кислота (сассолин)	$B(OH)_3$	56,4
	Бура (тинкал)	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$	36,5
	Тинкаконит	$Na_2B_4O_7 \cdot 5H_2O$	47,8
Нагрово-кальциевые бораты	Кернит	$Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O$	51,0
	Улексит	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$	43,0
	Проберит	$NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$	49,6
Кальциевые бораты	Иньюит	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$	37,6
	Колеманит	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$	50,8
	Пандермит	$Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7H_2O$	49,8
Кальциево-(кальцево)- магниевые бораты	Курчатовит	$Ca_6Mg_5MnB_{12}O_{30}$	40,7
	Сахаит	$Ca_{12}Mg_4(CO_3)_4(BO_3)_7 Cl(OH)_2 \cdot H_2O$	18,5
	Калиборит	$KMg_2[B_3O_3 \cdot (OH)_5]2B_5O_6(OH)_4 \cdot 2H_2O$	57,0
Магниевые бораты	Гидроборацит	$CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$	50,6
	Борацит	$Mg_3B_7O_{13}C$	62,2
	Ашарит (ссайбелиит)	$Mg_2B_2O_5 \cdot H_2O$	41,4
Боросиликаты	Котоит	$Mg_3(BO_3)_2$	35,5
	Суанит	$Mg_2B_2O_5$	46,3
	Преображенскит	$Mg_8[B_5O_7(OH)_4]_2 \cdot H_2O$	51,2
Боралюмосиликаты	Людвигит	$(Mg, Fe)_2Fe(BO_3)O_2$	12-17
	Датолит	$Ca_2B_2(SiO_4)_2(OH)_8$	21,8
	Данбурит	$CaB_2(SiO_4)_3$	28,3
	Аксинит	$Ca_2(Mg, Fe) Al_2BSiO_4O_{15}(OH)$	5-8
	Турмалин	$(Na, Ca)(MgAl)_6 [B_3Al_3Si_6(O, OH)_{30}]$	7-12

кернит и др.), 2) бораты, разлагающиеся в кислотах или щелочах (иньонит, пандермит, гидроборацит, людвигит, сахаит и др.), 3) боросиликаты, разлагающиеся в кислотах (датолит и др.), 4) боросиликаты и боралюмосиликаты, не разлагающиеся в кислотах (данбурит, турмалин, аксинит и др.). Особым типом борного сырья являются боросодержащие подземные воды, рапа соляных озер, нефтяные воды и горячие источники.

Все боратовые руды отличаются хорошими технологическими свойствами: при содержаниях B_2O_3 выше 12% они идут в переработку без обогащения. Максимальные содержания B_2O_3 в этих рудах могут достигать 20–30%, а минимальные — 2–6%. Вредные примеси в них — кальций, магний, сульфаты железа и алюминия; сопутствующие полезные компоненты — сода, галит, калийные и магниевые соли, глины, цеолиты.

Боросиликатные (датолитовые и данбуритовые) руды делятся на высоко- (10% и более B_2O_3), средне- (5–10%) и низкосортные (3–5%). Бортовое содержание B_2O_3 для датолитовых руд составляет около 3%. Они всегда требуют обогащения. Сопутствующим полезным компонентом в них иногда является волластонит как керамическое сырье.

Содержание B_2O_3 в рапе соляных озер изменяется от 0,5 до 2,2%, а в бороносных поверхностных и подземных водах оно еще ниже; однако это сырье очень легко добывается и перерабатывается.

Переработка борного сырья осуществляется стадийно. Разложением природных боратов (водой и серной кислотой) получают борную кислоту, а при термической обработке последней образуется борный ангидрид. Аморфный бор образуется при восстановлении борного ангидрида магнием. От примесей его очищают обработкой азотной и плавиковой кислотами.

Главными продуцентами борного сырья в мире являются Турция и США; на их долю в середине 90-х годов минувшего столетия приходилось более 90% мировой добычи, составлявшей около 1,2 млн т B_2O_3 ежегодно (без России и стран СНГ). Оставшаяся часть приходилась на КНР, Аргентину, Перу и Чили. Заметное количество этого сырья добывается в России и Казахстане.

Месторождения бора образуют три главнейших генетических и геолого-промышленных типа: скарновый, вулканогенно-осадочный и галогенный.

Скарновый тип подразделяется на известково- и магнезиально-скарновые подтипы. Известково-скарновые месторождения представлены пластообразными и линзовидными, круто-, реже пологопадающими залежами известковых скарнов с датолит-данбуритовой минерализацией. Скарны развиваются при метасоматическом замещении карбонатных пород. Залежи имеют мощно-

сти в десятки—сотни метров, прослеживаются по простиранию на сотни—первые тысячи метров, по падению — на сотни метров. Среднее содержание B_2O_3 в рудах 6–12%. Месторождения образуются на глубинах в первые километры (гипабиссальная фация). Борная минерализация связана со щелочными магмами мантийного происхождения. Примерами таких месторождений в России являются Дальнегорское в Приморье и Золотой Курган в Ставрополе, в ближнем зарубежье — Ак-Архар (Таджикистан) и др.

Магнезиально-скарновые месторождения характеризуются пластообразной, линзовидной, жильной, гнездовой и сложной формами залежей людвигитовых, суанитовых, ссайбелиитовых, котиловых, курчатовит-сахайтовых и других руд, локализованных чаще всего среди древних мигматизированных метаморфических толщ. Мощность залежей составляет метры—десятки метров, длина по простиранию — десятки—сотни метров и длина по падению — сотни метров. Среднее содержание B_2O_3 в таких рудах варьирует от 3 до 20%. Как правило, борная минерализация на этих месторождениях совмещена с железорудной. Рудообразование связывается с гранитными батолитами и процессами мигматизации, происходившими в абиссальных и гипабиссальных условиях. Такие месторождения известны на Сино-Корейском, Скандинавском, Алданском (Таежное и др.) щитах, в Кокчетавском срединном массиве (Казахстан), а также в Верхоянье, Джугджуре и Забайкалье (Россия), в Румынии, США, Италии и Франции.

Месторождения вулканогенно-осадочного геолого-промышленного типа образуют пластовые и линзовидные залежи горизонтального или пологого залегания, сложенные вулканогенно-соленосно-глинистым материалом, содержащим большое количество разнообразных боратов и межкристальной борсодержащей высокоминерализованной рапы. Площадь таких залежей колеблется от десятых долей до первых десятков квадратных километров, а мощность — от одного до десятков метров. В вулканогенно-соленосно-боратовых рудах преобладают бура и кернит, а в вулканогенно-глинисто-боратовых — появляются также иньонит, колеманит и улексит. Содержание B_2O_3 в солях составляет 20–25% и даже более, в рапе — 1–1,5%. Все эти месторождения ассоциируют с контрастными по составу вулканитами калиево-щелочной и андезитовой серий. Они образуются в связи с кайнозойской наземной вулканической и поствулканической деятельностью в условиях аридного климата в обстановке бессточных либо слабо проточных озер. Вулканогенно-соленосные месторождения связаны с четвертичными (включая современные) континентальными эвапоритами, а вулканогенно-глинистые — с олигоцен-неогеновыми озерными туфогенными глинами. Такие месторождения заключают

огромные запасы борной руды, исчисляемые десятками—сотнями миллионов тонн: к ним относятся оз. Серлз, Крамер (Борон), Феррис-Крик в США, Бигаич, Сарикайя (Кырка), Эмет и другие в Турции, Тинкала-Тинкалайю в Аргентине, Салар-де-Сурире в Чили, месторождения Тибета, Памирской горной области и Закавказья.

Среди месторождений галогенного геолого-промышленного типа различают галогенно-осадочные и галогенно-остаточные залежи. Первые характеризуются пластовой и гнездовой формой с крутыми падениями, размерами от сотни до тысячи метров по простиранию и падению, до 50 м по мощности; боратовая минерализация неравномерная с низким средним содержанием B_2O_3 в рудах (2–6%), представленная калиборитом, преображенскитом, борацитом, ашаритом и другими минералами. Галогенно-остаточные залежи — пластообразные и линзовидные, субгоризонтальные, имеют относительно небольшие размеры в плане (до 0,5 км) при мощности до 25 м; им присущи ашаритовая, гидроборацитовая, колеманитовая и улеситовая минерализация и более высокие средние содержания B_2O_3 в рудах (7–25%). Борное оруденение галогенного типа наиболее характерно для пермских эвапоритовых соляных толщ, сформировавшихся в крупных эпиконтинентальных морских бассейнах (например, Прикаспийская и Северогерманская впадины). Установлено, что под соляными куполами с промышленной борной минерализацией (Индерские, Челкарское месторождения и др.) находятся древние прогибы фундамента. Формирование галогенно-остаточных залежей связано с образованием глинисто-гипсовых шляп (кепроков) — как продуктов выветривания соляных куполов.

Дальнегорское датолитовое месторождение

В пределах Дальнегорского рудного поля в Приморье широким развитием пользуются известковые скарны с наложенным свинцово-цинковым и боросиликатным оруденением. В тектоническом отношении рудное поле представляет собой горстовую структуру сложного складчато-глыбового внутреннего строения.

Дальнегорское борное месторождение находится на площади этого рудного поля в тектоническом блоке второго порядка — горст-антиклинали, вытянутой по простиранию складки в северо-восточном направлении на 4,5 км и имеющей ширину 1–2 км. Блок сложен алевrolитами, песчаниками и известняками верхнего триаса суммарной мощностью до 500 м. На северо-западе и юго-востоке горст-антиклиналь граничит с блоками, выполненными терригенно-осадочными и кремнистыми образованиями средней юры.

Горст-антиклиналь разбита многочисленными разрывными нарушениями различного направления и возраста, нередко выполненными протяженными дайками и штокообразными телами андезитовых и диабазовых порфириров, трахиандезитов, трахидиабазов, шонкинитов и других щелочно-калиевых пород.

Промышленная крупная скарновая залежь приурочена к юго-восточному крылу антиклинали с близвертикальным, иногда опрокинутым залеганием. Залежь унаследовала пластовую форму и субвертикальное падение горизонта замещаемых ею известняков. Во фланговых выклиниваниях по простиранию залежи наблюдаются не полностью замещенные известняки; кроме того, такие известняки образуют мелкие реликтовые останцы. При близвертикальном положении скарновой залежи ее мощность, замеренная на поверхности, составляет 290 м, а вертикальная протяженность, по данным глубокого бурения и с учетом нагорной части в современном рельефе, — 1450 м. Принимая во внимание эродированную часть залежи, полный вертикальный интервал скарнообразования превышал 1500 м.

Внутреннее строение залежи определяется метасоматической концентрической зональностью. В направлении от обоих контактов с вмещающими алюмосиликатными осадочными породами к центру выделяются зоны: эпидотизированных песчаников и алевролитов, эндоскарновая гранатовая (иногда с пироксеном), экзоскарновые гранатовая, пироксеновая, волластонитовая и зона реликтов мраморизованного известняка. Среди эпидотизированных песчаников и отчасти в эндоскарнах отмечается аксинит. В экзоскарновых зонах развита наложенная датолитовая минерализация с подчиненным данбуритом, определяющая промышленную ценность месторождения. Гранат эндоскарнов — гроссуляр, в экзоскарнах — андрадит; последний образует кристаллы размером до 2–3 мм желто-зеленого или зеленого цвета. Пироксен принадлежит ряду диопсид–геденбергит; он светло-зеленый, шестовато-лучистый, с кристаллами размером до 1,5 см. Волластонит, представленный белыми лучистыми агрегатами и землистыми массами, на верхних горизонтах является значительно более железистым и марганцовистым (сумма оксидов этих металлов достигает 11 мас. %), чем на глубоких (1–2 мас. %). Помимо названных минералов в составе залежи широко развиты кварц и кальцит, присутствующие как среди скарнов, так и образующие послескарновые жилы, гнезда и линзы.

В верхней части залежи (рис. 17) указанная метасоматическая зональность по отношению к предполагаемому источнику гидротермальных растворов обратная: волластонитовая (внешняя) зона

находится ниже гранатовой (внутренней). В поперечном разрезе (в направлении от контактов с алюмосиликатными породами) эти зоны сменяются в обычном порядке.

По данным глубокого бурения ниже залежи обнаружены граниты: близ контакта с ними в составе залежи фиксируется нормальное (по отношению к гранитам) расположение метасоматических зон. В самих гранитах, а также в контактах алюмосиликатных

пород развиты эндоскарны, сложенные преимущественно гроссуляром и кварцем с подчиненными количествами геденбергита, карбонатов и аксессуарными минералами первичной изверженной породы (циркон, сфен, апатит, магнетит).

Все охарактеризованные выше экзоскарны являются рудой, содержащей 2–11 мас. % V_2O_5 (среднее содержание по месторождению 9,39%). Количество главного промышленного минерала — датолита — достигает 40%. Кроме него в руде широко представлены данбурит, волластонит, геденбергит, андрадит, кальцит и

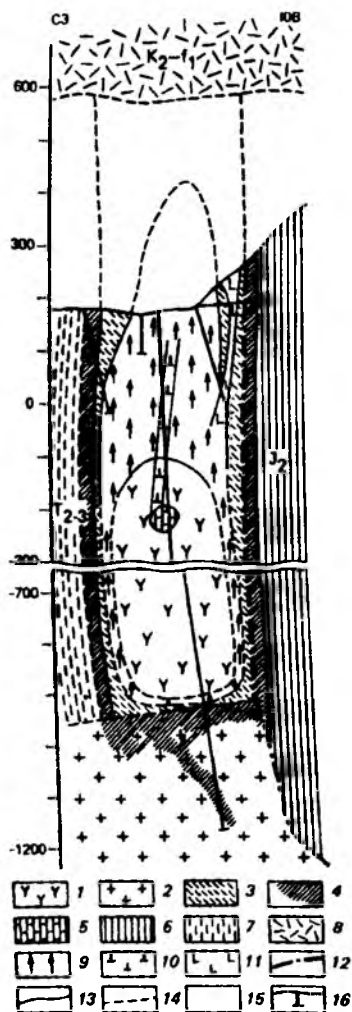


Рис. 17. Схема скарновой залежи Дальнегорского борного месторождения по скважине 753 (по В.М. Щербинину, Н.А. Носенко, А.В. Чернышеву, В.С. Азаровой).

Метасоматические зоны 1, 3, 4, 9 — соответственно волластонитовая, гранатовая (экзоскарновые), гранатовая и пироксеновая (эндоскарновая), пироксеновая (экзоскарновая). Породы 2, 5, 6, 7, 8, 10, 11 — соответственно граниты, известняки, песчаники мелко-среднезернистые кварц-полевошпатовые, песчаники мелкозернистые полимиктовые с алевролитами, андезиты покровные (эродированные), диабазовые порфириды, эпидейцитовые трахиты. 12 — разрывные нарушения, 13 — установленные граниты, известняки, 14 — установленные граниты, известняки, 15 — эродированная часть залежи, 16 — скважины

кварц, образующие полосчатые, концентрические, фестончатые и другие весьма выразительные текстуры.

По данным А.В. Чернышева, формирование скарнов происходило по субвертикальному пласту чистых известняков, экранированному с боков песчаниками и сверху субгоризонтальным покровом эффузивных андезитов верхнемелового-палеогенового возраста, в экзоконтакте гранитоидной интрузии на глубине 2–2,5 км инфильтрационно-метасоматическим путем. Наиболее интенсивная циркуляция гидротермальных растворов происходила по ослабленным зонам контактов известняков с вмещающими песчаниками, что обусловило развитие скарнового процесса от боковых, верхнего и нижнего контактов к средней части скарнируемой толщи известняков. Выделяются скарновая, боросиликатная и кварц-кальцитовая стадии гидротермального процесса, последовательно сменявшие друг друга и характеризовавшиеся интервалами температур соответственно 680–400; 420–265; 365–180 °С.

Продолжительность формирования месторождения — 10–14 млн лет от становления интрузива гранитоидов (возраст 42–48 млн лет). Если скарны пространственно и генетически связаны с этим интрузивом, то источник бора предполагается мантийным, что, по данным С.В. Малинко подтверждается отношением его изотопов ($^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$) в датолите и данбурите 3,94–3,98, аналогичным установленным в датолите из кимберлитов. Парагенетически боросиликатная минерализация связана с комплексом малых интрузий щелочно-калиевой серии глубинного происхождения, о чем, в частности, свидетельствует присутствие в датолите двухвалентного европия.

Дальнегорское датолитовое месторождение эффективно разрабатывается более 35 лет (в настоящее время Приморским АООТ “Бор”). Выемка руды осуществляется из карьера. Путем дальнейшего ее обогащения с получением датолитовых концентратов и последующего разложения последних серной и угольной кислотами получают девять основных видов боропродуктов, в том числе борат кальция, перборат натрия, гранулированный борный ангидрид, плавленный октоборат натрия, техническую буру и др. Большая часть этой товарной продукции ориентирована на экспорт, главным образом в Японию, КНР, Южную Корею, а также в ряд европейских стран. Дающие красивый рисунок при шлифовании датолит-геденбергитовые скарны применяются также для изготовления разного рода художественных поделок, сувениров, облицовочной плитки, что составляет существенную статью дохода предприятия. Такая плитка использована, например, в оформлении интерьера станции “Петровско-Разумовская” московского метро.

Таежное людвигит-магнетитовое месторождение

Таежное людвигит-магнетитовое месторождение, крупнейший объект Алданской железорудной провинции, расположено в южном обрамлении Центрально-Алданского антиклинория, в зоне интенсивной гранитизации архейских метаморфических толщ.

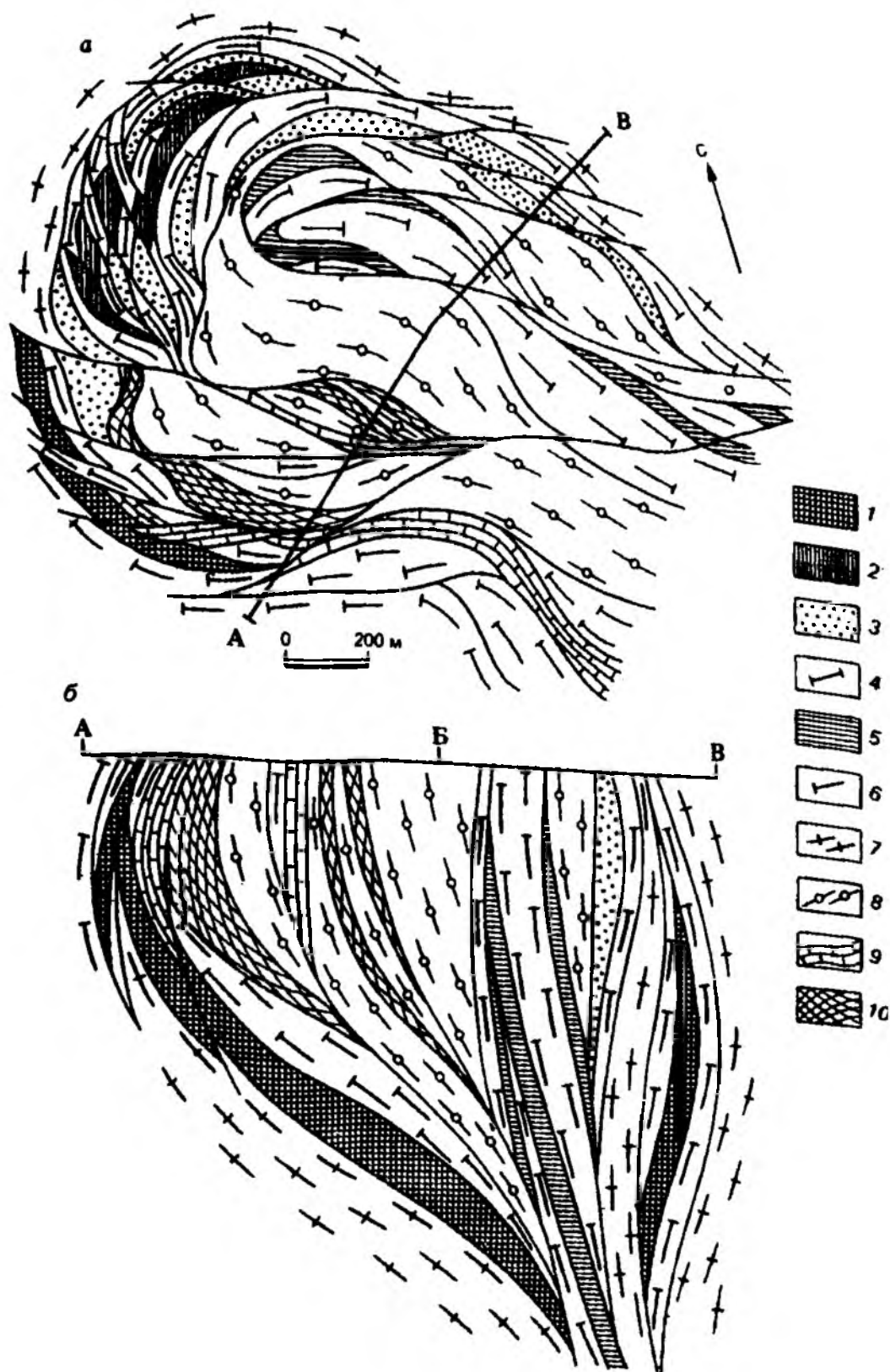
Выходы залежей железных руд, трассируемые по геологическим и геофизическим данным, четко оконтуриваются в виде подковы шириной около 1 км, открытой на восток. Железорудная зона представляет собой чередование пластов и линз магнетитовых и людвигит-магнетитовых руд, серпентинитов, карбонатных и силикатно-карбонатных пород, амфиболитов и кристаллических сланцев. С внешней стороны этой подковы находятся мигматизированные амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, а внутри нее распространены богатые кварцем (вплоть до кварцитов) кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы и силикатно-карбонатные породы.

До сих пор многие геологи (А.А. Маракушев и др.) рассматривают структуру месторождения как синклинальную складку, ядро которой сложено богатыми кварцем породами. По данным Н.Н. Перцева, А.Л. Кулаковского и других, она, однако, определяется как асимметричная сигмоидная ("однокрылая") складка, угол погружения шарнира которой около 70° , падение пород на южном крыле $50-80^\circ$, а на северном — близкое к вертикальному (рис. 18). В замке такой сигмоидной складки широко проявился будинаж, тектоническое течение пород, меланж и мелкая складчатость. Внутренняя структура железорудной зоны также является сложной; она определяется кулисообразным положением тектонических линз (чешуй), разделенных субсогласными разломами.

Карбонатно-силикатные и карбонатные образования железорудной зоны, чередующиеся со скарнированными кристаллическими сланцами и гнейсами, а также амфиболитами, представлены магнезиальными скарнами, кальцифирами и доломитовыми мраморами. Магнезиальные скарны, развивающиеся по доломитовым мраморам, сложены форстеритом, флогопитом, клиногу-

Рис. 18. Геологическая схема (а) и разрез (б) Таежного месторождения (по А.Л. Кулаковскому и Н.Н. Перцеву):

1 — богатые магнетитовые и людвигит-магнетитовые руды с оливином и/или минералами гумитовой группы; 2 — рядовые магнетитовые руды с оливином; 3 — магнетитсодержащие оливиниты и серпентиниты; 4 — оливиниты и серпентиниты; 5 — рядовые метасиликатные магнетитовые руды; 6 — кристаллические сланцы и амфиболиты; 7 — мигматиты; 8 — лейкократовые гнейсы и кварциты; 9 — мраморы; 10 — кальцифиры



митом, серпентином, калцитом, хлоритом и сульфидами. Здесь же фиксируются и бораты с образованием двух промышленных типов руд — магнетит-людвигит-ашаритовых (черные) и магнетит-ашаритовых (светло-серые), содержащих от 3 до 20% B_2O_3 (среднее содержание по месторождению — 3,11%).

Бороносные рудные тела оконтуриваются в виде пластообразных и линзовидных залежей протяженностью в сотни и мощностью в десятки метров с крутыми, выполаживающимися до 35–50° углами падения. Они приурочены к внешней части железорудной зоны, занимая лишь часть ареала богатых магнетитовых руд, в целом пространственно совпадая с контуром развития клиногумита.

Главные промышленные минералы бора в рудах — людвигит и замещающий его ссайбелиит (ашарит). Людвигит вместо обычных для него удлиненных призм или игл образует изометричные кристаллы и агрегаты полигональных зерен размером 2–3 мм. Очень редко в рудах фиксируются единичные кристаллы суанита, сингалита и варвикита. Во вмещающих алюмосиликатных и скарновых породах также широко развит турмалин. Кальциевые боросиликаты — аксинит, данбурит и датолит — встречены лишь в единичных образцах, где они образуют поздние переотложенные скопления в ассоциации с пренитом и эпидотом.

Образование структуры и оруденение Таежного месторождения по современным представлениям связаны с процессами регионального многоэтапного метаморфизма, достигавшего гранулитовой фазии и сопровождавшегося гранитизацией, пластичным течением и перемешиванием ультрабазитов и алюмосиликатных пород, магнезиальным скарнообразованием, людвигитовым, магнетитовым и сульфидным оруденением.

Несмотря на дискуссионность вопроса об источнике бора (первично-осадочное или глубинное магматическое происхождение) его промышленные концентрации на месторождении являются результатом скарнового процесса. Представления о магматическом (скарновом) источнике бора находят дополнительное подтверждение в наличии многочисленных фанерозойских магнезиально-скарновых месторождений с промышленной борной минерализацией.

Месторождение солей оз. Сёрлз (США)

Сухое озеро Сёрлз находится в пустыне Мохаве (Калифорния) приблизительно в 200 км к северо-востоку от Лос-Анджелеса. Плоское и безжизненное, оно вытянуто в меридиональном направлении на 16 км при ширине около 10 км, занимая площадь более 115 км². Его поверхность сложена современными глинами и илами за исключением центральной части, где на площади около 15 км² обнажается каменная соль.

Впадина озера выполнена 900-метровой толщей аллювия и континентальных эвапоритовых осадков, залегающих на кварце-

вых монцонитах. Верхняя 270-метровая часть этой толщи наиболее детально изучена, имеет промышленное значение и представляется в следующем виде (рис. 19).

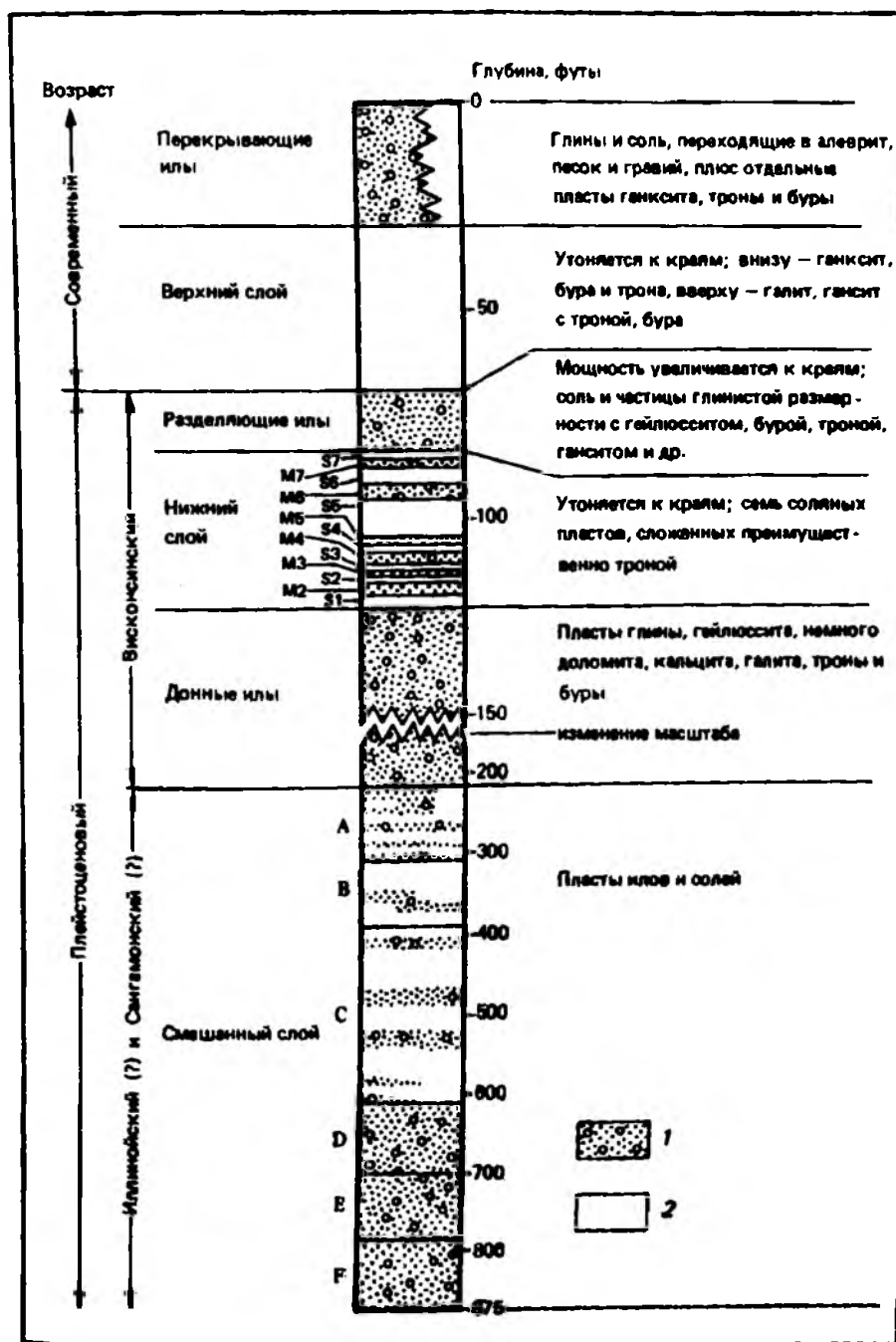


Рис. 19. Стратиграфическая колонка современных и плейстоценовых отложений оз. Сёрлз, Калифорния (по Керр-МакГи):

1 — илы, 2 — соли

Ниже поверхностных илов и глин, фациально замещаемых каменной солью, чередующихся с алевроитом, песком, гравием и содержащих изолированные прослойки ганксита — $\text{Na}_{22}\text{K}(\text{SO}_4)_9(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$, троны — $\text{Na}_2(\text{CO}_3) \cdot \text{Na}(\text{HCO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и буры — $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, залегает “верхний” соляной пласт мощностью от 10 до 27 м, которая сокращается в краевых частях озера. Нижняя часть пласта сложена ганкситом, бурой и тронной, а верхняя — существенно галитовая с меньшим содержанием этих минералов. Верхний соляной пласт вместе с поверхностными отложениями относится к современным осадкам.

Мощность нижележащего пласта “разделяющих” илов возрастает к краевым частям озера, в среднем составляя около 4 м. Пласт сложен кластическим материалом глинистой размерности, перемешанным с различными солями: гейлюсситом — $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, бурой, тронной, ганкситом и др.

“Нижний” соляной пласт подобно “верхнему” утоняется к краям озера, его мощность колеблется от 7 до 12 м. Пласт представляет чередование маломощных слоев соли (до семи слоев), сложенных преимущественно тронной, и глинистых осадков. Пласт подстилается “донными илами” — глинистыми слоями с гейлюсситом и подчиненными доломитом, галитом, тронной и бурой.

“Нижний” соляной пласт вместе с перекрывающими и подстилающими его “илами” относится к верхнеплейстоценовым (висконсинским) образованиям. Ниже следует мощная плейстоценовая (иллинойская?) “смешанная” толща, представленная пачками переслаивания (сверху вниз: А–F) солей и глинистых осадков.

Основное промышленное значение в этом разрезе имеют верхний и нижний соляные пласты. Помимо указанных минералов они содержат большое количество концентрированной межкристалльной рапы, составляющей 45–50% их объема. Около 35% солевого состава рапы принадлежит сульфату натрия, остальное приходится на карбонаты натрия, хлориды калия и тетраборат натрия; кроме того, в ней присутствуют карбонаты лития, бром, вольфрам, мышьяк и др. Содержание борного ангидрида в рапе верхнего и нижнего соляных пластов составляет 1,63 и 1,96%.

Такая уникальная по составу и мощности континентальная эвапоритовая толща образовалась и сохранилась в результате исключительных климатических условий в плейстоценовое и более позднее время. Воды от таяния ледников Сьерра-Невада стекали в Великий Бассейн, транспортируя с собой алевроитовые взвеси и насыщаясь за счет обнаженных горных пород района натрием, калием, магнием, хлором, сульфат-ионом, карбонат-ионом; за счет действующих термальных источников они обогащались бором и некоторыми другими элементами. Отложение солей и глинисто-

алевритового материала происходило в бессточных депрессиях (оз. Сёрлз и др.) пустыни Мохаве в обстановке интенсивной эвапоритизации.

Озеро Сёрлз — самый крупный и по существу единственный источник природного сульфата натрия в США. Промышленные запасы одного лишь борного ангидрида (B_2O_3) в рапе соляных пластов составляют 17 млн т, а твердых боратов — около 100 млн т.

В настоящее время из рапы указанных соляных пластов получают поташ — K_2CO_3 , сульфаты натрия и бораты. Ежегодно экспортируется около 32 тыс. т борной кислоты и 18 тыс. т борного ангидрида. В последние годы на месторождении приступили к промышленной разработке более глубоких горизонтов (пачка А вверху “смешанной” толщи) методом подземного растворения карбоната натрия и откачкой этого раствора на поверхность с последующим получением из него бикарбоната натрия; глубина эксплуатационных скважин составляет около 100 м.

Месторождение боратов Крамер (Борон) (США)

Месторождение расположено в центре пустыни Мохаве приблизительно в 160 км к северо-востоку от Лос-Анджелеса (США). Оно приурочено к озерным отложениям миоценового возраста, залегающим с несогласием на изверженных и метаморфических породах фундамента (рис. 20).

Нижняя часть этих озерных отложений суммарной мощностью около 600 м выполнена конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и туфогенными породами с пластами известняков, доломитов и кремнистых пород, а также базальтов. Средняя часть мощностью около 120 м представлена несколькими потоками базальтов Сэддлбек, разделенными песчаниками или глинистыми сланцами. Иногда в миндалинах этих базальтов, выполненных цеолитами, кальцитом и халцедоном, встречаются также

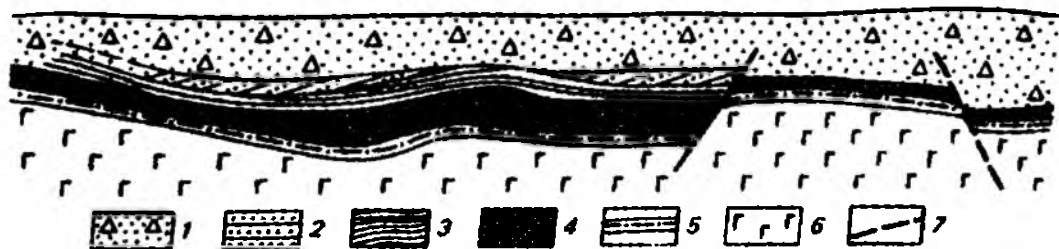


Рис. 20. Схематический разрез месторождения Крамер (по Гейлу):

1 — аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — зеленые сланцы; 3 — синие сланцы; 4 — боратовая залежь; 5 — зеленые сланцы почвы; 6 — базальты; 7 — сбросы

скопления улексита. Кроме того, в районе месторождения зафиксированы тела дацитов, рассекающие покровы базальтов и сложенные кристаллами плагиоклаза, кварца, биотита и калиевого полевого шпата.

Верхняя часть озерных отложений (слои Крамер) в пределах месторождения сложена глинистыми сланцами, суммарной мощностью 90–100 м, занимающими площадь около 10 км; ее разрез снизу вверх представляется следующим (см. рис. 20):

глинистые сланцы лежачего бока с желваками и прослоями улексита	8–10 м
сине-серые глинистые рудовмещающие сланцы	62–90 м
глинистые сланцы висячего бока с единичными желваками, прослоями и линзами улексита и колеманита	10–15 м

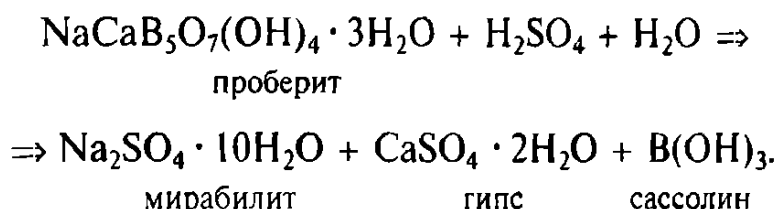
Общее падение слабо дислоцированных пластов — юго-восточное под углом 10°. Глинистые сланцы сложены преобладающими монтмориллонитом и иллитом; они содержат прослои карбонатного и кремнистого материала, включения и желваки известняка и гипса. Выше глинистых сланцев находятся средне- и позднемиоценовые красноцветные алевролиты и песчаники со слоями и линзочками туфогенного материала, перекрытые в южной части месторождения четвертичными песчано-гравийными отложениями мощностью в десятки метров.

Главное рудное тело месторождения, залегающее среди сине-серых глинистых сланцев на глубинах от 40 (северный и западный фланги) до 340 м (южный фланг), представляет пластовую залежь мощностью от 24 до 90 м (в среднем около 45–60 м), площадью около 2 км². Она состоит из согласных пластов и прослоев мощностью до 10 см, а также линз, желваков и включений буры, кернита и тинкалкони́та; реже встречаются сирлезит, улексит и проберит. Эти пласты и прослои разделены тонкими слоями монтмориллонитовой глины и вулканического туфа. На участках богатых руд среднее содержание В₂О₃ составляет 25–30% и более (70–80% буры).

Бура, образующая пласты и прослои в рудном теле, представлена агрегатом идиоморфных призматических прозрачных кристаллов размером от 1–3 до 25 мм, окрашенных в ярко-оранжевые цвета. Окраска обусловлена присутствием реальгара и аурипигмента. Кернит, преобладающий в южной части рудной залежи, образует неправильной формы скопления сильно подробленных, обычно прозрачных кристаллов, в общем секущие по отношению к слоистости. Если бура отложилась в стадию седиментации, то кернит — в постседиментационную как результат преобразова-

ния буры в уже погребенных озерных осадках. Белые корочки и налеты тинкалкони́та — результат дегидратации буры.

В локальных участках разрывных нарушений, пересекающих рудную залежь, появляются чешуйки сассолина в ассоциации с проберитом, копианитом, мирабилитом, гипсом и галитом. Вероятно, образование сассолина является результатом поступления по зоне разломов сернокислых грунтовых вод и их взаимодействия с отложенными ранее боратами:



По периферии главного рудного тела борная минерализация представлена в основном улекситом и колеманитом, а также иногда встречающимися гаррелситом, кернитом, иньоитом, проберитом, гидроборацитом и другими боратами. Улексит образует выдержанные прослои мощностью до 30 см с поперечным расположением в них тончайших волокон минерала. Кроме того, наблюдаются округлые желваки, состоящие из радиальных улекситовых волокон. Колеманит также образует линзообразные прослои или обособленные желваки, где он ассоциирует с кальцитом и реже с улекситом.

Формирование борной минерализации началось после стока базальтовых потоков в межгорную депрессию и последующего внедрения тел дацитов. В депрессии, находившейся в пустынной местности, образовалось мелководное озеро, питание которого происходило за счет термальных вулканических источников, поставлявших в озеро бор, мышьяк, сурьму, литий, германий и др. В процессе эвапоритизации происходило осаждение и накопление улексита, буры и других боратов.

Месторождение Крамер является одним из крупнейших борных месторождений мира. Лишь в составе его главной залежи запасы буры и кернита оцениваются от 80 до 100–120 млн т. С начала эксплуатации (1926) и по настоящее время месторождение рассматривается как ведущий мировой поставщик борного сырья. После добычи в карьере руда измельчается, просеивается и растворяется с получением насыщенной бурой жидкости и ее фильтрацией. В результате кристаллизации этой жидкости образуются рафинированные кристаллы декагидрата и пентагидрата буры, разделенные на автоматической центрифуге перед их просушкой и упаковкой.

Самое крупное из известных в настоящее время месторождений борного сырья — Кырка (Сарикайя) — находится в провинции Эскишехир в 240 км к запад-юго-западу от Анкары. Оно связано с плиоценовыми озерными отложениями, выполняющими тектоническую депрессию, ограниченную краевыми разломами север-северо-восточного направления. На участке месторождения установлены небольшие экструзивные тела трахиандезитов и трахилипаритов неогенового возраста.

Озерные карбонатно-глинистые отложения с прослоями вулканического пеплового материала занимают площадь около 10 км², несогласно залегая на породах фундамента — туфах и лавах основного и кислого состава (рис. 21). Озерные отложения повсеместно перекрыты массивными известняками неогена мощностью в десятки метров.

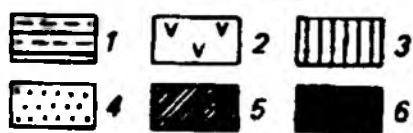
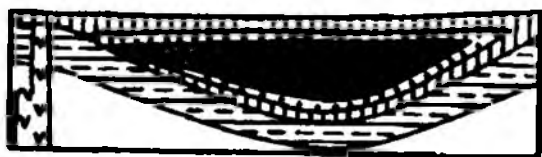


Рис. 21. Схематический разрез месторождения Кырка (по К. Инану и др.):

1 — породы фундамента; 2 — экструзивное тело; 3 — известняки. Зоны развития боратов: 4 — кальциевых, 5 — натрий-кальциевых, 6 — натриевых

Краевые, нижние и верхние части разреза озерных отложений сложены преимущественно карбонатными образованиями с прослоями сукновальных глин сине-зеленого цвета, заметно обогащенных магнием; в центральной части доминируют монтмориллонитовые и палыгорскит-сепиолитовые глины с пластами вулканического пепла. Распределение боратов в указанном разрезе подчинено этой зональности. Во внешнем чехле (переслаивание карбонатных и глинистых отложений) преобладают конкреции и слои кальциевого бората — колеманита с ассоциирующими иньонитом, мейергоффитом и танелитом; кроме того, здесь (за исключением низов разреза) среди сине-зеленых глин появляются кристаллы индерборита, гидроборачита, курнаковита и индерита. Ближе к центральной части появляются конкреции улексита (натрий-кальциевый борат), а сама центральная (“ядерная”) часть разреза, сложенная господствующими монтмориллонитовыми глинами, обогащена натриевыми боратами — вверху бурой, а внизу кернитом.

Диаметр конкреций колеманита колеблется от нескольких миллиметров до 0,5 м, а мощность его слоев — до 1 м; конкреции и

слойки выполнены бесцветными кристалликами сантиметровых размеров, иногда розовыми или серыми. Конкреции, сложенные белыми или серыми кристаллами улексита длиной до 1–5 см, сближены, образуя слои мощностью до нескольких метров.

Пласты буры, переслаивающиеся с глинами, представляют бесцветную зернистую массу, участками окрашенную в розовый, оранжевый и другие цвета; размер идиоморфных и субидиоморфных зерен-кристаллов колеблется от 1 до 10 мм. Местами эти пласты вместе с окружающими их глинами брекчированы. В близповерхностных пластах на контакте буры и глины нередко появляется улексит. Местами на поверхности кристаллов буры устанавливается пленка тинкалкони́та как результат ее дегидратации. С глубиной бура переходит в кернит.

Борная минерализация месторождения происходила в результате поступления в озерную депрессию по зоне разломов бороносных гидротермальных растворов в обстановке активной вулканической деятельности. В зоне разгрузки из этих растворов первыми высаживались карбонаты кальция и магния, затем в ассоциации с монтмориллонитовым, пепловым и карбонатным материалом — их бораты, наконец — натрий-кальциевые и натриевые бораты, переслаивающиеся с глинами и вулканическим пеплом.

По существу, все карбонатно-глинистые озерные отложения промышленно бороносны; среди них выделяется несколько рудных тел, главное из которых, сложенное бурой и кернитом, соответствует центральной (“ядерной”) части разреза. Среднее содержание B_2O_3 в этом рудном теле составляет 27%, а его запасы оцениваются в 500 млн т буры и кернита или 150 млн т B_2O_3 . Кроме того, руды характеризуются повышенными концентрациями мышьяка, стронция, меди и цинка.

В рудном поле Кырка в настоящее время добывается около 450 тыс. т преимущественно натрово-боратовых руд; они поставляются на завод в Бандирме, где получают различные борные соединения, включая борную кислоту, декагидрат и пентагидрат буры.

Индерское месторождение боратов (Казахстан)

Месторождение расположено в Западном Казахстане у северного берега одноименного озера близ левого берега реки Урал. Невысокие холмы, характерные для этого района, сложены гипсами и глинами, содержащими залежи боратов. Перечисленные породы образуют гипсовую шляпу (кепрок) крупного соляного купола (штока), соляное зеркало которого фиксируется на глубине 50–60 м. Шток сложен каменной, калийными и калийно-

магниевыми солями (галитом, сильвинном, карналлитом, сульфатами калия и магния), ангидритом и другими образованиями нижнепермского возраста. В пачках калийных и калийно-магневых солей штока широко проявлена разнообразная борная минерализация (калиборнит, борацит, гидроборацит и др.) с содержанием B_2O_3 в породах на уровне 1–5%.

В разрезе (сверху вниз) гипсовая шляпа суммарной мощностью около 50 м характеризуется следующим строением (рис. 22): 1) верхние белые гипсы; 2) серые гипсы с прослоями глин, содержащих основную массу боратов; 3) нижние белые гипсы с пере-

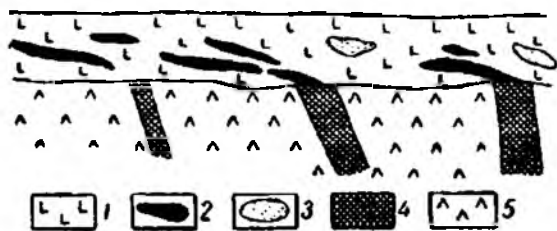


Рис. 22. Схематический разрез Индерского месторождения (по С.С. Коробову, Ф.Е. Лисицыну и др.):

1 — серые гипсы кепрока; 2 — залежи боратов; 3 — обломочные породы древнего карста; 4 — пласты борно-калийных солей; 5 — галогенные породы соляного купола

ходами в ангидрит; 4) красные глины с гипсом и боратами. Многочисленные боратовые залежи в этой гипсово-глинистой толще представляют собой линзы сложной формы и изменчивой мощности (до нескольких метров), находящиеся на продолжении материнских боросодержащих калийных и калийно-магневых пачек соляного штока. Содержание B_2O_3 в залежах сплошных руд может достигать 25% и более, а во вкрапленных оно обычно низкое, в пределах 2–7%. Кроме этого, фиксируются участки, обогащенные желваками или прожилками боратов.

По минеральному составу залежи, развитые в верхней части кепрока (в серых гипсах с прослоями глин), являются существенно ашаритовыми, а приуроченные к его нижней части — улекситовыми. Как первые, так и вторые обнаруживают тонкокристаллическое, скрытокристаллическое (аморфное) и колломорфное строение. Ашарит-улекситовые образования в результате воздействия грунтовых и подземных вод частично преобразованы в полиборитовые (колеманитовые, гидроборацитовые и др.) крупнокристаллические руды. Ашаритовые руды, кроме того, нередко огипсованы, карбонатизированы и силицифицированы.

Считается, что борная минерализация, ассоциирующая с калийными и калийно-магневыми пачками в составе соляного штока, является первично-осадочной, образовавшейся в эвапоритовом солеродном нижнепермском бассейне на заключительной стадии галогенеза. При формировании гипсовой шляпы, на-

чавшемся с верхней перми, в ее составе за счет первичных боросодержащих пачек солей происходит образование тесно связанных между собой остаточных и инфильтрационных вторичных залежей боратов. Обычно ниже уровня грунтовых вод находятся инфильтрационные улекситовые руды, а выше остаточные ашаритовые.

Вторичные залежи гипсовой шляпы Индерского месторождения являлись одним из основных объектов по добыче боратов в бывшем Советском Союзе.

Глава 4

НАТРИЕВЫЕ, КАЛИЙНЫЕ И КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫЕ СОЛИ

В химии к минеральным солям относят соединения, образованные в результате замещения атомов водорода в молекуле какой-либо кислоты атомами металла. В геологии понятие “минеральные соли” (и соответственно “месторождения солей”) применяют лишь для хлоридов и сульфатов натрия, калия, магния, кальция, карбонатов натрия, нитратов калия и натрия, а также сравнительно редких боратов, бромидов и йодидов.

Соли в земной коре связаны главным образом с ее осадочной частью, встречаясь либо в виде минералов кристаллического строения, либо в виде водных растворов. Они могут слагать значительные массы специфических горных пород (галолитов) или находиться в рассеянном (твердофазовом или жидком) состоянии. В табл. 9 приведены важнейшие соли натрия, калия и магния, определяющие облик современных и ископаемых месторождений. Среди них присутствуют широко распространенные (породообразующие) и сравнительно редкие виды, встречающиеся практически повсеместно и свойственные лишь современным образованиям, имеющие большое практическое значение и представляющие главным образом лишь минералогический интерес.

Большинство галогенных горных пород (за исключением гипс-ангидритовых) сложены галитом и некоторыми другими солями; в них практически всегда присутствуют карбонатно-глинистый материал и сульфат кальция (ангидрит или гипс). По господствующему минералу их принято называть галитовая порода (каменная соль), сильвиновая порода (сильвинит), карналлитовая порода, лангбейнитовая порода, каинит-лангбейнитовая порода, ангидрит-полигалит-галитовая порода и т.д.

Важнейшими физическими свойствами солей и соляных пород являются их, в общем, высокая растворимость, пластичность

Состав и свойства важнейших минералов современных и ископаемых месторождений солей натрия, калия и магния

Минерал	Сингония	Плотность, г/см ³	Твердость, по Моосу	Химическая формула	Содержание, %		
					натрий	калий	магний
Хлориды							
Галит	кубическая	2,1-2,2	2	NaCl	39,4		
Гидрогалит		1,6	1,5-2	NaCl · 2H ₂ O	24,09		
Бишофит	моноклинная	1,6	1,5-2	MgCl ₂ · 6H ₂ O		51,17	11,96
Сильвин	кубическая	2,0	1,5-2	KCl		14,1	8,7
Карналлит	ромбическая	1,6	1,5-2,5	MgCl ₂ · KCl · 6H ₂ O			5,8
Тахидрит				CaCl ₂ · MgCl ₂ · 12H ₂ O			
Сульфаты и хлоридосульфаты							
Кеинит	моноклинная	2,1	2,5-3	KCl · MgSO ₄ · 3H ₂ O	15,6		9,8
Кизерит	моноклинная	2,6	3,5	MgSO ₄ · H ₂ O			17,6
Лангбейнит	кубическая	2,8	3-4	2MgSO ₄ · K ₂ SO ₄	18,8		11,7
Полигалит	триклинная	2,7	2,5-3	MgSO ₄ · K ₂ SO ₄ · 2CaSO ₄ · 2H ₂ O	13,0		4,2
Глауберит	моноклинная	2,8	2,5-3	Na ₂ SO ₄ · CaSO ₄	16,5		
Астраханит	моноклинная	3	2,2-2,3	Na ₂ SO ₄ · MgSO ₄ · 4H ₂ O	13,8		7,3
Глазерит	тригональная	2,6-2,7	3-3,5	Na ₂ SO ₄ · 3K ₂ SO ₄	6,9	35,3	
Мирабилит	моноклинная	1,5-2	1,5	Na ₂ SO ₄ · 10H ₂ O	14,3		
Тенардит	ромбическая	2-3	2,7	Na ₂ SO ₄	32,4		
Эпсомит	ромбическая	2-2,5	1,7	MgSO ₄ · 7H ₂ O			9,9

Минерал	Сингония	Плотность, г/см ³	Твердость, по Моосу	Химическая формула	Содержание, %
Карбонаты, гидрокарбонаты, хлоридокарбонаты и хлоридосульфаты					
Ганксит	моноклинная	1,4—1,5	1—1,5	$2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3\text{Na}_2\text{SO}_4$	36,03
Нортупит				$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaCl} \cdot \text{MgCO}_3$	27,73
Натрон				$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	16,0
Трона		1,5 2,6	1—1,5 3,5	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	30,5
Термонатрит				$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	37,1
Беркеит				$\text{Na}_6(\text{CO}_3)(\text{SO}_4)_2$	35,4
Нахколит				NaHCO_3	27,37
					9,76

и гигроскопичность. Растворимость большинства солей в воде в различной степени увеличивается с повышением температуры, хотя имеются и обратные соотношения. Высокая пластичность солей при их небольшом удельном весе (плотности) и компактности сложения предопределяет широкое проявление пластических деформаций в земной коре (соляная тектоника). Гигроскопичность солей следует постоянно учитывать при их технологической переработке и промышленном использовании.

Промышленное использование солей разнообразно. Самая распространенная из них — хлористый натрий — используется для получения более 1500 различных продуктов. По главнейшим отраслям применения выделяют три основных сорта поваренной соли: пищевую, кормовую и техническую. Пищевая соль используется в пищевой промышленности, кормовая — на корм скоту и для заготовки различных кормов, техническая — как исходный продукт в химической промышленности для получения различных химических соединений с натрием и хлором (соляная кислота, нашатырь, хлористый кальций и др.), а также в лакокрасочной, текстильной, фармацевтической, кожевенной, нефтяной, металлургической и других отраслях промышленности, в органическом синтезе, холодильном деле, мыловаренном производстве и пр. Элементарный натрий используется как теплоноситель в атомных реакторах, цианистый натрий — при извлечении золота из руд, хлор — в производстве инсектицидов, винипласта и

других соединений. Ежегодный мировой уровень добычи каменной и поваренной соли к началу 90-х годов минувшего века составил 186 млн т, из которых свыше 35 млн т приходилось на США — ведущую страну по добыче этого сырья.

Основным потребителем калийных солей является туковая промышленность: свыше 90% их добычи идет на производство различных сельскохозяйственных удобрений и лишь около 10% — в химическую промышленность для производства разнообразных соединений (хромпик, едкий калий, цианистый калий, перекись калия и др.) и металлического калия. Основными производителями калийных удобрений в 2002 г. являлись Канада (в пересчете на K_2O 8,8 млн т, или 32,5% мирового производства), Россия (4,1 млн т, 15,2%), Беларусь (4,0 млн т, 14,8%), Германия (3,4 млн т, 12,4%), Израиль (1,9 млн т, 7,2%).

Сульфаты и карбонаты натрия используются главным образом в химической и стекольной промышленности; в меньшем количестве они потребляются для производства моющих средств, пищевых и медицинских продуктов, в нефтехимии, кино- и фото-производстве. В начале 80-х гг. XX в. мировая добыча сульфатов натрия составляла ежегодно около 2,4 млн т; основные страны-производители: Канада (0,5 млн т), США (0,45 млн т), Мексика и Испания (по 0,40 млн т).

Соли магния (наряду с морской водой, доломитом, магниезитом и бруситом) являются одним из источников получения металлического магния, необходимого для получения легких сплавов. Хлористый магний — один из распространенных дефолиантов. Сульфаты магния применяются в медицине, строительной, абразивной и кожевенной промышленности.

Подавляющее большинство солей в природе являются продуктами галогенеза — эвапоритовыми образованиями, сформировавшимися при испарении природных вод. В зависимости от состава этих вод, характера физико-химических процессов солеобразования, условий эвапоритовой седиментации и других факторов одновременно или последовательно возникают различные соли, которые в ходе диагенеза и последующего метаморфизма могут переходить в другие минеральные фазы. Различают современные и ископаемые месторождения солей.

Современное солеобразование происходит в бассейнах двух типов — морских и континентальных. Формирование первых происходит в результате отшнуровывания от моря участков (лиманов, лагун, прибрежных озер и т.д.) с морской водой; в обстановке сухого и жаркого климата, ограниченного притока воды, компенсируемого испарением, они засоляются, превращаясь в соляные и

солеродные бассейны (оз. Сиваш на побережье Азовского моря, Кара-Богаз-Гол — залив Каспийского моря). Континентальные бассейны (озера) появляются в котловинах с ограниченным стоком в областях сухого и жаркого климата; поступающие в них подземные и поверхностные воды выпариваются с осаждением растворенных в них солей (оз. Баскунчак, оз. Кучук, оз. Сёрлз и др.).

По фазовому состоянию солей в этих бассейнах различают рапные, сухие и подпесочные озера. В рапных озерах поверхностная рапа (рассол) сохраняется в течение всего года, а в сухих — лишь во влажный период; в подпесочных озерах поверхностная рапа отсутствует вообще: соляные отложения в них обычно перекрыты песчаными наносами. По составу рапы и солей выделяются хлоридные, сульфатные (сульфатно-натриевые и сульфатно-магние-вые) и карбонатные озера.

Различают поверхностную и донную рапу. Первая перекрывает донные осадки, а вторая пропитывает их. Объем, концентрации и солевой состав поверхностной рапы подвержены значительным сезонным колебаниям. Донная рапа в отличие от поверхностной в большей степени насыщена солями, характеризуясь относительным постоянством концентрации и температуры; она заполняет поры и пустоты в пластах солей и пропитывает илы. В случае привноса в бассейн кальция может происходить обессульфачивание (метаморфизм) рапы — заимствование из нее сульфат-иона с выпадением в осадок гипса.

В составе донных соляных отложений выделяют новосадку, старосадку и корневую соль. Новосадка осаждается из поверхностной рапы в течение года; она может перейти обратно в раствор. Часть новосадки, остающаяся нерастворенной в течение ряда лет, переходит в старосадку. Перекристаллизация старосадки либо прямое образование из рапы кристаллического агрегата формирует корневую соль. Донные отложения могут быть представлены лишь новосадкой (самосадочные озера), новосадкой и старосадкой (садочные озера), новосадкой, старосадкой и корневой солью (корневые озера).

Режим солеродного бассейна обычно носит циклический характер, повторяясь в течение многолетнего периода. Он определяется сочетанием гидрогеологических (питание озера), гидрологических (водный баланс: “питание — испарение”) и гидрохимических (химический состав и свойства рапы и донных осадков) условий. На состояние и режим озера влияют также техногенные факторы: добыча соли, сброс сточных вод, ирригация и др.

Ископаемые залежи солей образовались в одну из предшествовавших геологических эпох в обстановке аридного климата главным

образом за счет испарения морской воды в относительно изолированных бассейнах типа лагун. Исходя из среднего солевого состава современной морской воды Я. Вант-Гофф лабораторным путем наметил последовательность выпадения из нее солей; позднее эта последовательность была уточнена Н.С. Курнаковым и его учениками М.Г. Валяшко, С.Ф. Жемчужным и др. в природных водоемах при солнечном испарении. Это так называемая “солнечная” диаграмма Курнакова: гипс–галит–эпсомит–гексагидрит–карналлит–бишофит. Как следствие из этой диаграммы вытекает нормальная стратиграфическая последовательность в разрезе соляных отложений (табл. 10). Однако эта последовательность в ископаемых отложениях солей часто не выдерживается, что, по-видимому, связано с иным солевым составом воды палеоокеана.

Таблица 10

Нормальная стратиграфическая колонка соляных отложений
(по М.Г. Валяшко)

Номер зоны	Зона	Породообразующие периодические минералы и сопровождающие их постоянные минералы	
		форма выделения	продукты диагенеза
6	Бишофитовая	бишофит, эвтонический борат, карналлит, гексагидрит-тетрагидрит, галит, гипс, основные карбонаты магния	борацит, кизерит, ангидрит, магнезит
5	Карналлитовая	карналлит, гексагидрит (и другие гидраты до тетрагидрата), галит, гипс, полигалит, основные карбонаты магния	кизерит (каинит), ангидрит, магнезит
4	Сильвинитовая	сильвин, гексагидрит (эпсомит), полигалит, галит, основные карбонаты магния	каинит, лангбейнит, кизерит, магнезит
3	Зона сульфатов магния	эпсомит, (гексагидрит), (астраханит), (полигалит), галит, гипс, основные карбонаты магния	кизерит, ангидрит, магнезит
2	Галитовая	галит, гипс, кальцит, основные карбонаты магния	ангидрит, доломит, магнезит
1	Гипс-ангидритовая	гипс, кальцит, (арагонит)	ангидрит, доломит, кальцит

После отложения в осадок соли претерпевали диагенетическую перекристаллизацию, в ходе которой могли происходить локальные новообразования (например, появление астраханита за счет дегидратации эпсомита и мирабилита). При последующем метаморфизме в обстановке повышения температуры и давления соли дегидратировались, а из образовавшихся при этом горячих рассолов возникали не свойственные поверхностным условиям минеральные парагенезисы (например, галит+карналлит+сильвин+лангбейнит).

Ископаемые соляные залежи сложены главным образом (в порядке убывания распространенности) ангидритом и гипсом, каменной солью, калийными и калийно-магниевыми солями (чаще сильвином и карналлитом), сульфатами натрия (обычно тенардитом и мирабилитом), боратами. Характерно, что указанный порядок распространенности солей находится в обратной зависимости с порядком их растворимости: чем меньше и труднее растворимость соли, тем более широко она распространена в соленосных толщах.

Все наиболее значительные скопления каменной, калийных и магниевых солей, гипса и ангидрита связаны с краевыми (Предуральский, Предкарпатский и др.) или синклинальными (Московский, Вилуйский, Северо-Германский и др.) прогибами платформ. В истории Земли наиболее значительный галогенез происходил в кембрийскую, силуро-девонскую, пермскую (!), верхнеюрско-нижнемеловую и третичную минерагенические эпохи.

Главнейшие геолого-промышленные типы месторождений натриевых, калийных и калийно-магниевых солей приведены ниже.

1. Современные месторождения, связанные с морскими и континентальными соляными озерами, различающимися по химическому составу рассолов (хлоридные, сульфатные, карбонатные), фазовому состоянию солей (рапные, сухие, подпесочные) и объекту разработки (поверхностная и донная рапа, донные осадки: ново-садка, старосадка, корневая соль). Для хлоридных озер характерно преобладание NaCl и MgCl_2 (оз. Баскунчак, оз. Эльтон в России), для сульфатных — Na_2SO_4 , NaCl , MgSO_4 , MgCl_2 (залив Кара-Богаз-Гол, Туркмения; оз. Кучук, оз. Джаксы-Клыч, Россия), для карбонатных — Na_2CO_3 , NaHCO_3 при подчиненной роли NaCl , MgCl_2 , CaCO_3 и других солей (оз. Сёрлз, США).

2. Ископаемые месторождения каменной соли, представленные либо пластовыми пологопадающими залежами мощностью в метры—десятки метров, значительного площадного распространения, переслаивающиеся с пластами сульфатных, карбонатных и терригенных пород (Славянско-Артемовское месторождение на

Украине), либо генетически связанными с ними соляными куполами изометричной и овальной формы в плане, высотой и диаметром от сотен метров до первых километров (Илецкое месторождение в Оренбургской области, месторождения Мексиканского залива в США и Мексике).

3. Ископаемые месторождения калийно-магниевых хлоридных солей, представленные субгоризонтальными пластовыми залежами и линзами мощностью в несколько метров, иногда с участками осложненной соляной тектоникой складчатости, выполненными сильвином, карналлитом и галитом, переслаивающимися с каменной солью (месторождения Верхнекамского и Непского бассейнов в России, Припятского в Белоруссии и Саскачеванского в Канаде).

4. Ископаемые месторождения сульфатных и сульфатно-хлоридных калийных солей, представленные линзообразными, пластово-линзообразными и купольными залежами изменчивой морфологии и мощности (до нескольких метров), нередко смятыми в интенсивные складки и осложненными разломами, выполненными каинитом, лангбейнитом, подчиненными сильвином, полигалитом, кизеритом, галитом, гипсом и ангидритом (месторождения Предкарпатского бассейна на Украине, Прикаспийского в России и Казахстане, Северо-Германского в Германии и Польше).

Озеро Баскунчак — современное месторождение соли

Озеро Баскунчак находится в 50 км восточнее г. Ахтубинска Астраханской области. Оно представляет низменную континентальную котловину, находящуюся на 20 м ниже уровня моря. В плане это овал площадью около 120 км, вытянутый на север-северо-запад на 18 км при ширине до 10 км. Опускание котловины, начавшееся в конце неогена, продолжается и в настоящее время: южная часть озера прогибается со скоростью 20 мм в год, а северная — 8,5 мм.

В районе месторождения развиты породы пермского, триасового, мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста, связанные с формированием соляно-купольной структуры: шток кунгурских солей вместе с находящимися в его верхней части гипсово-ангидритовыми образованиями прорывал, сминал в складки и выводил к поверхности все вышележащие отложения. Непосредственно вокруг озера расположены обширные гипсовые поля, перекрывающие склон соляного купола.

Постоянное прогибание компенсационной впадины озера, жаркий и сухой климат с незначительным количеством атмо-

сферных осадков, поступление минерализованных подземных вод, выщелачивающих галит-ангидрит-гипсовые образования купола, а также отсутствие стока предопределили накопление в котловине мощных толщ легкорастворимых солей, главным образом хлористого натрия при незначительном содержании сульфатов кальция, магния и калия.

Котловина озера оказалась выполненной мощной толщей пластов и пачек галита, чередующихся с терригенным материалом — глинами и илами. Разрез этой толщи (сверху вниз) представляется следующим:

верхний пласт сплошной соли (галита), м	4–19
глина и соленосные илы, м	около 13
средний пласт сплошной соли (галита), м	около 2
глина и соленосные илы, м	около 12
чередование мощных пластов сплошной соли (галита) с менее мощными слоями черного ила с запахом сероводорода, м	более 250

Эти отложения сверху перекрыты 10–12 см столбом рапы, которая в летнее время полностью испаряется с выпадением тонкого рыхлого слоя соли — новосадки.

Промышленное значение имеет верхний современный пласт соли, залегающий горизонтально на неровной поверхности подстилающих соленосных илов и глин. Его максимальная мощность 12–19 м (в юго-западной части озера), а минимальная — 4–5 м (в северной части озера). В разрезе этого соляного пласта сверху вниз выделяется новосадка (до 2–3 см), старосадка (1–50 см), гранатка (господствующая часть разреза пласта) и чугунка, образующая маломощные линзы среди гранатки. Местами, на глубине более 8–10 м, в составе пласта отмечаются галит-гипсовые галопелиты.

Новосадка представляет рыхлую снежно-белую соль; старосадка характеризуется кристаллически-зернистой структурой и слоистой текстурой, а также большим количеством включений рапы. Гранатка — агрегат сростков крупных пористых кристаллов галита сантиметровых размеров. Сростки кристаллов имеют полногранную форму с обилием включений рапы, подчеркивающих их зоны роста; пространство между сростками заполнено рапой и илом. Чугунка отличается очень плотным кристаллическим строением и слоистой текстурой.

Верхний пласт соли является единой пластовой залежью. Содержание галита в ней превышает 90%; минералы-примеси — гипс, кальцит, единичные зерна карналлита. Кристаллы галита содержат частицы ила и включения рапы. Средний химический состав

соли (мас. %): 36,16 натрия; 56,63 хлора; 0,92 кальция; 0,23 магния; 1,91 сульфат-иона; 3,66 нерастворимого остатка; кроме того, в тысячных долях процентов устанавливаются бром, бор и калий. Запасы соли в верхнем рабочем пласте оцениваются в 775 млн т. Озеро Баскунчак в настоящее время является одним из главных источников пищевой поваренной и кормовой соли в России с ежегодной добычей около 3,2 млн т.

Озеро Кучук — месторождение рапы и сульфатных солей

Озеро Кучук площадью свыше 170 км² (протяженность по меридиану 18 км, ширина до 12 км) расположено в Кулундинской степи (Благовещенский район Алтайского края) в 5–6 км к юго-востоку от более крупного оз. Кулундинского. Оба озера находятся в пониженной части Кулундинской впадины, выполненной палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными песчано-глинистыми отложениями.

Бессточная котловина оз. Кучук является самой низкой частью Кулундинской впадины; она врезана в песчано-глинистые отложения неогена мощностью около 23 м под чашей озера и до 57 м в береговой части. Суммарная мощность вышележащих четвертичных глин, песков и супесей колеблется от 10 до 37 м. Ведущая роль в водно-солевом питании озера принадлежит сульфатным подземным водам, связанным с четвертичными и неогеновыми отложениями; подчиненную роль играют воды р. Кучук, береговой поверхностный сток и атмосферные осадки.

Хемотропные донные отложения озера с максимальной мощностью до 7,5 м в центральной части представлены илами и мирабилитом; в их верхней части (до 0,6 м) фиксируется рыхлый слой новосадки мирабилита, выпадающей зимой и частично растворяющейся летом. Ниже новосадки находится корневая соль и иногда старосадка.

Перекрывающая хемотропные отложения высокоминерализованная поверхностная рапа имеет среднюю глубину около 1,3 м. В зависимости от изменения климатических условий и времени года уровень рапы колеблется: в течение года он может измениться на 0,5–0,7 м, а за многолетний период — до 1,5 м. Среднегодовой расчетный водный баланс озера складывается из повышения уровня рапы на 702 мм за счет поступления различных вод и понижения этого уровня на 712 мм за счет испарения с поверхности.

Корневая соляная залежь на дне озера занимает площадь около 135 км², она сложена сростками кристаллов мирабилита размером 0,2–2 см в поперечнике. Изредка в ней появляются тонкие

(3–10 см) прослойки тенардита. Особенностью залежи является наличие в ней участков (“окон”) значительных размеров (до 0,3 км), выполненных илами либо илами с мирабилитом.

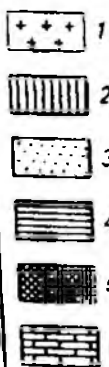
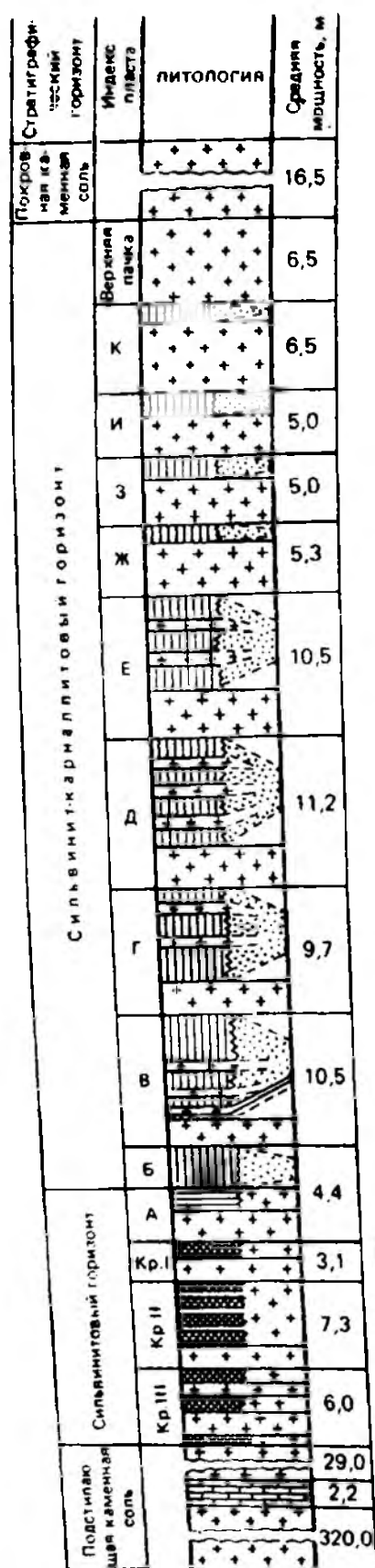
Состав поверхностной рапы в озере изменяется в зависимости от времени года: летом содержание в ней сульфат-иона составляет 5–6%, хлор-иона — до 14,7%, а зимой соответственно 0,2–0,4 и около 10%; общая минерализация рапы летом максимальная (22–30%), а зимой минимальная (17–22%). В осенне-зимнее время при понижении температуры рапы из нее выпадает в осадок мирабилит, в весенне-летнее время новосадка этого минерала частично или полностью переходит обратно в раствор. При значительном понижении уровня и соответственно уменьшении объема рапы в ней увеличивается концентрация ионов хлора и магния, что приводит к совместной садке мирабилита и галита.

Промышленность использует поверхностную рапу озера: в летнее время она перекачивается в оз. Селитренное, где зимой осуществляется садка мирабилита; этот мирабилит в заводских условиях обезвоживается с получением товарного сульфата натрия (тенардита). Более глубокая переработка рапы позволяет получать из нее также поваренную соль, бром и бишофит. Корневая соляная залежь на дне озера является потенциально промышленным сырьем для получения мирабилита и тенардита.

Илецкое месторождение каменной соли

Месторождение расположено к югу от г. Соль-Илецка в Оренбургской области. Геологически оно связано с соляным куполом (штоком), перекрытым песчано-галечными четвертичными аллювиальными отложениями. В плане купол имеет форму эллипса, вытянутого в северо-западном направлении, с размерами 2×0,9 км. Его контакты с вмещающими породами крутые, субвертикальные. По данным гравиметрии соль прослеживается до глубины свыше 2600 м.

От поверхности до глубины 100–150 м соляной шток прорывает неогеновые морские глины с линзами и прослоями песков, ниже — верхнепермские образования, представленные переслаиванием мергелей, песчаников, глин и известняков суммарной мощностью 1000 м. В северной части шток контактирует с породами сульфатно-соленосной свиты (галит с прослоями ангидрита) нижнепермского возраста. Считается, что шток образовался за счет выжимания вверх отложений галитовой свиты кунгурского яруса нижней перми. Вместе с ним на поверхность были выведены перекрывающие образования сульфатно-соленосной свиты.



Шток сложен бесцветным, снежно-белым, реже серым галитом равномерно-зернистой структуры. Чрезвычайно характерна полосчатая текстура, обусловленная чередованием светлых и более темных слоев мощностью в десятки сантиметров, до 1 м. Иногда в составе соли появляются редкие пласты ангидрита мощностью до 0,5 м. В верхней части штока встречен слой мощностью до 1 м с примесью калийных солей и гидроборацита — $\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Соляные пласты штока смяты в интенсивные складки с преобладающим падением $75-85^\circ$ как результат соляной тектоники.

Месторождение разрабатывается с давних пор. Каменная соль добывалась открытым (карьеры) и подземным (камерным) способами. В настоящее время кровля соляного купола интенсивно закарстована, а старые горные выработки затоплены водой. Разработки ведутся лишь подземным способом. Добываемая соль отличается высоким качеством: содержание NaCl составляет 97,8%; содержания других компонентов (мас. %): 0,3 Ca; 0,02 Mg; 1,12 сульфат-ион; 0,38 нерастворимого остатка.

Рис. 23. Литолого-стратиграфический разрез верхней части соляной толщи Верхнекамского месторождения (по А.А. Иванову):

1 — каменная соль; 2 — карналлитовая порода; сильвинит: 3 — пестрый, 4 — полосчатый, 5 — красный; 6 — глинисто-карбонатные породы

Верхнекамский бассейн калийно-магниевых солей

Бассейн расположен на западном склоне Урала в Пермской области, соответствуя Соликамской впадине Предуральяского краевого прогиба. Бассейн вытянут более чем на 200 км в субмеридиональном направлении, его ширина около 50 км. Площадь распространения соленосных отложений 6,5–8 тыс. км², а калийных солей — около 3,5 тыс. км².

Соленосные отложения бассейна, незначительные в артинском ярусе, являются преобладающими в кунгурском ярусе нижней перми; они вытянуты согласно простиранию прогиба в субмеридиональном направлении, образуя несколько пологих брахискладок, с пологими (5–15°) углами падения крыльев, разделенных поперечными перегибами. На отдельных участках отмечается довольно интенсивное смятие пластов с образованием многочисленных мелких складок и дизъюнктивных тектонических нарушений, сопровождаемых явлениями выжимания.

На участке Соликамского месторождения геологический разрез пород (снизу вверх) выглядит следующим образом (рис. 23):

нефтеносные известняки и перекрывающие их доломиты, известняки и глины артинского яруса (основание разреза)	
глинисто-доломит-ангидритовые отложения нижнекунгурского подъяруса, м	150–300
подстилающие каменные соли среднекунгурского подъяруса, м	300–350
калийные и калийно-магниевые соли (продуктивная толща, состоящая из нижнего сильвинитового и верхнего сильвинит-карналлитового горизонтов), м	100–150
покровные каменные соли верхнекунгурского подъяруса, м	18–20
известняки, глины, мергели верхнекунгурского подъяруса	
известняки и песчаники казанского яруса верхней перми	
четвертичные отложения	
Суммарная мощность верхнекунгурских, казанских и четвертичных отложений колеблется от 70 до 250 м.	

В составе сильвинитового горизонта продуктивной толщи, имеющего мощность до 40 м, выделяют пласты красных сильвинитов (KpIII^b, KpIII⁶, KpIII^a, KpII, KpI), которые сменяются полосчатыми сильвинитами пласта А. Средние мощности этих пластов находятся в интервале 0,8–5,3 м, а разделяющие их каменные соли — 1–2,6 м. Красные сильвиниты обычно мелко- и среднезернистые, для них характерна слоистая и неяснослоистая

текстуры. Сильвиниты пласта А имеют ясно выраженную полосчатую текстуру; их прослои в своих нижних частях сложены темно-красными зернами сильвина, а в верхних — бледно-розовыми и белыми разновидностями; тонкие прослои мелкозернистого галита окрашены в голубой цвет.

Выше сильвинитового горизонта в продуктивной толще находится сильвинит-карналлитовый горизонт средней мощностью 60 м, в котором выделяется девять пластов калийных солей (от Б до К) мощностью от 1 до 15 м; пласты сложены карналлитовой рудой, а местами — пестрыми сильвинитами. Карналлитовая порода (руда) состоит из округлых или угловатых зерен карналлита оранжевого или желтого цвета, сцементированных зернистым агрегатом галита; в меньших количествах присутствуют ангидрит, карбонаты (сидерит, магнезит) и глинистый материал. Пестрый сильвинит состоит из довольно крупных кристаллов чистого молочно-белого сильвина и бесцветной каменной соли, иногда загрязненной глинистым материалом; специфический облик породы обусловлен тонким чередованием слойков сильвина и каменной соли.

Надсолевая толща обводнена, причем на контакте с соляной толщей встречены хлорнатриевые рассолы, образовавшиеся в процессе выщелачивания. На отдельных участках карналлитовая порода соляной толщи под воздействием водных растворов теряла $MgCl_2$, превращаясь во вторичный сильвинит (“сильвинитовую шляпу”).

Считается, что в кунгурское время галогенные осадки отлагались во внутриконтинентальном бассейне морского типа, ограниченном с морем. Восточной границей этого бассейна были горы Урала, а западной — неровный берег пологих поднятий Восточно-Европейской (Русской) платформы.

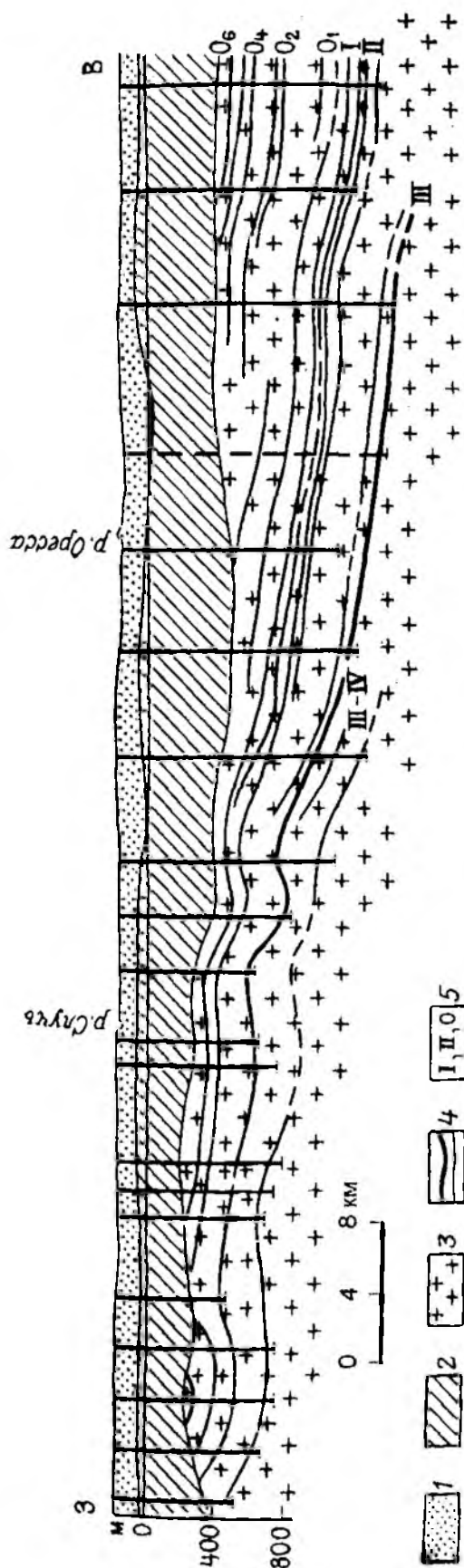
Объектом эксплуатации являются пласты КрII, А и Б. Карналлитовые руды пласта Б служат сырьем для получения металлического магния. Кроме того, они содержат небольшие количества брома, рубидия и акцессорные радиоактивные элементы, характеризуясь большим количеством газов (в основном метана, а также водорода и азота). Содержание K_2O в пласте КрII составляет в среднем по бассейну 19,08%, в объединенном пласте АБ — 23,94%; их мощность соответственно 5,0 и 3,4 м; содержание нерастворимого остатка не превышает 3,0%.

В бассейне на Соликамском и Березниковском участках действуют четыре рудника производственных объединений “Сильвинит” и “Уралкалий”. Руды отрабатываются на глубинах 250–350 м.

Старобинское месторождение калийных солей (Белоруссия)

Рис. 24. Схематический разрез соленосной формации в северо-западной части Припятского прогиба (по И. И. Зеленцову):

97



Фаменская соленосная толща на участке месторождения мощностью от 190 до 580 м представлена чередованием субгоризонтально залегающих пачек соляных (преимущественно каменная соль мощностью до 65 м) и глинисто-карбонатных (до 43 м) пород. В разрезах соляных пачек выявлено четыре калиеносных горизонта, залегающих в интервале глубин от 365 до 1355 м и отстоящих друг от друга на расстоянии 60–190 м; промышленное значение имеют второй и третий горизонты. Первый (верхний) горизонт залегает на глубине 352–616 м от поверхности земли; его мощность колеблется от 2 до 7 м.

Второй калийный горизонт распространен на площади свыше 1000 км², залегая на глубине 400–1000 м и располагаясь на 60–70 м ниже первого. Его мощность меняется от 1,8 до 4,38 м, в среднем 2–2,2 м. Горизонт состоит из нижнего и верхнего сильвинитовых и разделяющего их промежуточного слоя каменной соли. Средняя мощность нижнего сильвинитового слоя 0,88 м, а верхнего — 0,70 м. Оба они представлены чередованием слоев сильвинита (мощность 1–5 см), каменной соли (1–5 см) и галопелитов (0,3–0,5 см). Сильвиниты кирпично-красные, бледно-розовые и оранжево-красные, однородной и полосчатой текстуры; размер зерен сильвина 1–4 мм. Средние содержания (мас. %) основных компонентов в рудах горизонта: 28,3 KCl (17,88 K₂O); 0,14 MgCl₂; 6,4 нерастворимого остатка.

Третий калийный горизонт является основным объектом эксплуатации; он заключает около 80% промышленных запасов на месторождении. Горизонт развит на площади свыше 1000 км²; глубина его залегания 350–1200 м и более, а мощность колеблется от 5–14 до 25–28 м. В его разрезе выделяются два сильвинитовых и разделяющий глинисто-карналлитовый пласты мощностью (снизу вверх) соответственно 2,5–8; 4–20; 2,5–4,4 м. Разрабатывается нижний пласт, насчитывающий до шести слоев сильвинита мощностью каждого 0,8–1,6 м, разделенных слоями каменной соли с прослойками галопелитов. Производится выемка четырех нижних слоев, а верхние остаются в кровле для предохранения выработок от неустойчивых пород глинисто-карналлитового пласта. Разрабатываемые пласты сложены бледно-розовым до темно-красного сильвинитом полосчатой текстуры; размер индивидуальных зерен сильвина 1–4 мм. Кристаллы сильвина и галита часто имеют кубический габитус и по зонам роста нередко обнаруживают пустоты, заполненные рапой или газом. Средние содержания (мас. %) основных компонентов в рудах горизонта: 21,1 KCl (13,39 K₂O); 0,36 MgCl₂; 6,6 нерастворимого остатка. Выделяют четыре разновидности сильвинитовой руды: 1) массивный сильвинит с

подчиненными галитом, глинами и др. (содержание KCl более 75%); 2) полосчатая сильвинит-галитовая порода (50–75%); 3) вкрапленная сильвинитовая порода (10–15%); 4) галитовая порода с примесью сильвина (до 10%).

Четвертый горизонт, залегающий на 150–190 м ниже третьего, вскрыт отдельными скважинами; его мощность 2–5 м.

Соленосная толща перекрыта мощной (230–400 м) толщей глинисто-песчанистых пород фаменского возраста, являющейся водупорной. Выше ее залегают верхнемеловые песчаники и мел (15–30 м), палеогеновые глауконит-кварцевые пески (до 35 м), а также четвертичные пески, гравий и суглинки (35–80 м).

Месторождение относится к так называемым бессульфатным, в которых калийная минерализация представлена лишь сильвином и карналлитом. Образование таких месторождений связывают с выпадением солей из метаморфизованной рапы, почти не содержащей сульфат-иона. Последний связывался практически полностью с гипсом и ангидритом, первыми выпадавшими в осадок. Второй особенностью месторождения является высокое содержание в калийных солях нерастворимых примесей, преимущественно глинистых, что свидетельствует о значительном поступлении в солеродный бассейн терригенного материала.

Практически полное отсутствие грунтовых вод в соленосной свите, субгоризонтальное залегание ее пластов, их выдержанность по простиранию, отсутствие проявлений соляной тектоники и слабое развитие разрывных нарушений — благоприятные факторы для проведения подземной разработки месторождения. Месторождение эксплуатируется несколькими подземными рудниками Производственного объединения “Беларуськалий” с 1961 г. Глубина отработки 370–850 м и более. Применяется в основном камерная система разработки с жестким поддержанием кровли. Высота камер около 3 м. Начальные разведанные запасы сырых солей месторождения по промышленным категориям составили 6,3 млрд т (968 млн т K_2O), а по категории C_2 — 1,6 млрд т (256 млн т K_2O). Содержание брома в пластах варьирует в диапазоне 0,03–0,07%.

Калийные соли Канады

В результате открытий в 60–70-х годы XX в. крупнейших месторождений калийных солей в провинциях Саскачеван и Нью-Брансуик Канада заняла лидирующее положение в мире по запасам, добыче и экспорту этого вида сырья. В пересчете на K_2O ежегодный уровень добычи в стране на начало 80-х годов значительно превысил 7 млн т, что составило 1/4 от мирового.

Подавляющая часть запасов и добычи калийных солей в Канаде связана со среднедевонской эвапоритовой формацией Прери, залегающей на доступных для эксплуатации глубинах и обнаруживающей наивысшие концентрации K_2O в юго-восточной части провинции Саскачеван. Здесь промышленные запасы калийных солей, подсчитанные из расчета подземной добычи, составляют 5×10^9 т, а для эксплуатации методом подземного растворения — около 7×10^{10} т.

Указанное рудное поле входит в состав обширного среднедевонского бассейна эвапоритовой седиментации, так называемой синклинали Элк Пойнт Бродфью (рис. 25), вытянутого в северо-западном направлении субпараллельно юго-западной границе докембрийского Канадского кристаллического щита на расстояние более 1500 км при ширине, местами достигающей 400 км. В течение времени с силура до среднего девона этот бассейн был местом максимального погружения в Западной Канаде. Среднедевонское море, наступавшее сюда с юго-востока, распалось на несколько локальных бассейнов с ограниченной циркуляцией воды и эвапоритовым режимом осадконакопления.

В разрезе среднедевонских образований этого бассейна выделяется три эвапоритовых цикла, каждый из которых начинался с отложения красноцветных слоев глинистых сланцев (Red Beds), продолжался осаждением карбонатных пород и завершался образованием эвапоритовых формаций, представленных каменной и калийными солями.

Продуктивная эвапоритовая формация Прери (рис. 25) завершает первый наиболее значительный цикл, выделяемый в объеме группы Элк Пойнт; эта формация представляет более чем 200-метровую толщу галита, ангидрита, глин и калийных солей, подстилаемую рифогенными доломитами формации Виннипегосис (15–100 м), переходящими вниз в доломитовые сланцы формации Ашерн (10–20 м).

Перекрывающими продуктивную толщу образованиями являются глинистые сланцы, доломиты, карбонаты с участками эвапоритов второго цикла (формация Даусон Бей мощностью 20 м) и вышезалегающие карбонаты с локальными проявлениями эвапоритов третьего цикла (формация Соурис Ривер).

В составе продуктивной эвапоритовой формации Прери выделяются две зоны — нижняя (некалиеносная) и верхняя (калиеносная); последняя в свою очередь включает три калиеносных члена: Эстергази, Белле Плейн и Пешенз Лейк. Горизонт Эстергази сложен преимущественно каменной солью с прослоями сильвинита и примесью карналлита в его нижней части, а местами

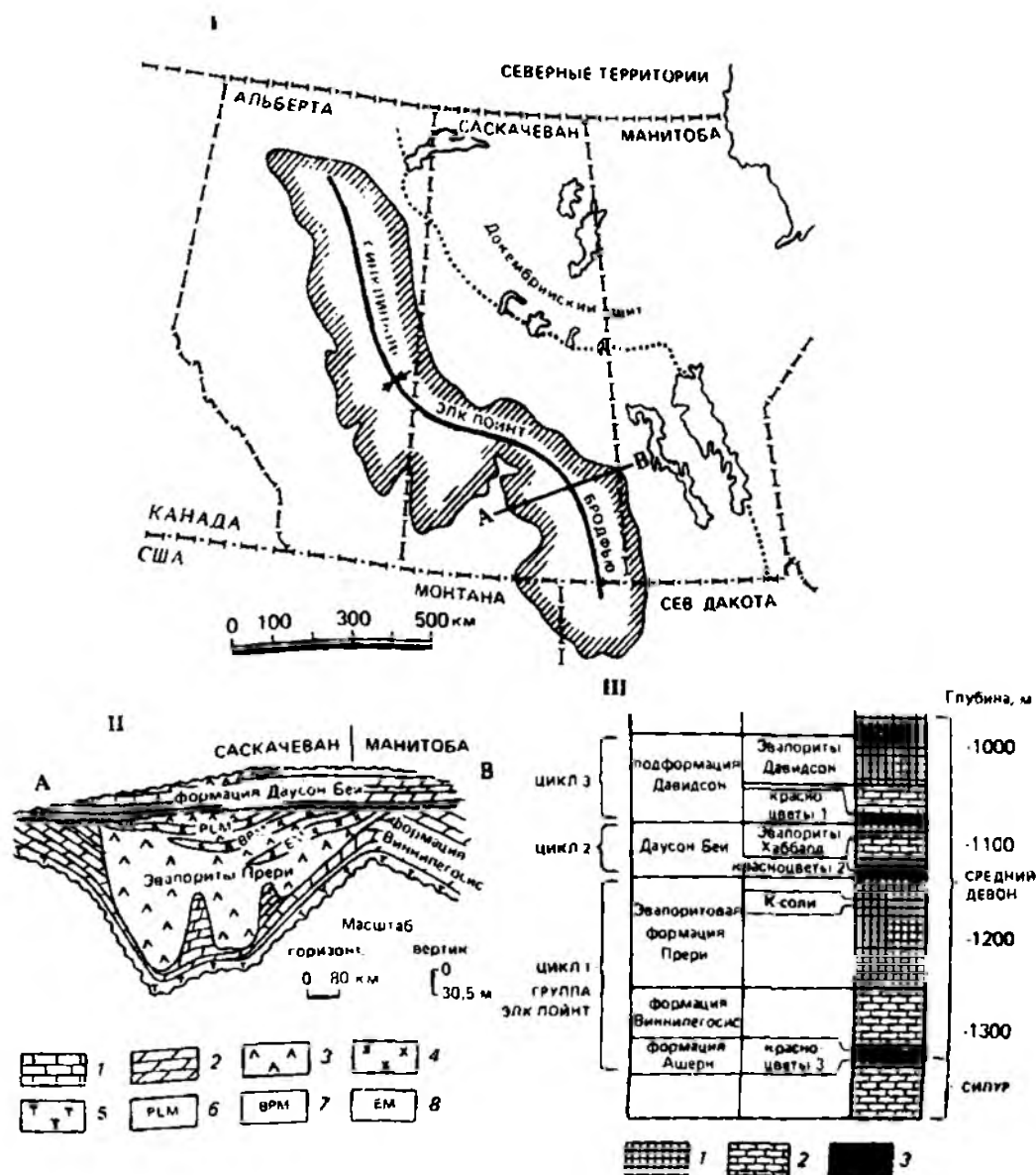


Рис. 25. Калийные соли Канады (по П.В. Харбену и Р.Л. Бейтсу с упрощением): I — синклиналь Элк Пойнт Бродфью. II — поперечный разрез по линии АВ: 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — эвапориты; 4 — калийные соли; 5 — известковистые сланцы; 6 — горизонт Пешенз Лейк; 7 — горизонт Белле Плейн; 8 — горизонт Эстергази. III — положение эвапоритовой формации Прери в разрезе среднего девона: 1 — соли; 2 — карбонаты; 3 — сланцы

целиком представлен карналлитовой рудой с максимальной мощностью 18–21 м. Выше по разрезу находится пачка каменной соли мощностью 6–45 м.

Калийный горизонт Белле Плейн мощностью от 3–6 до 18 м представляет чередование слоев каменной соли, сильвинита и карналлитовой руды (главным образом в верхней части). Горизонт Пешенз Лейк сложен богатыми сильвинитами и карналлитовыми рудами суммарной мощностью до 10–15 м. Калийный

горизонт перекрывается пачкой каменной соли мощностью 2–10, изредка до 30 м. На отдельных участках покровная каменная соль отсутствует.

Калийные руды весьма разнообразны по внешнему облику. Сильвиниты характеризуются молочно-белыми, бесцветными, красными и пестрыми окрасками; их структура от мелко- до крупно- и гигантозернистой (преобладает мелко- и среднезернистая); текстура — неяснополосчатая. Индивидуальные пласты калийных солей мощностью до 6–7 м в центральных частях сложены сильвинитом (сильвин+галит), переходящими по латерали в карналлитовый сильвинит или в карналлитсодержащую каменную соль. В северной части рудного поля пласты обогащены карналлитом, на юг возрастает доля сильвина, достигая максимума 30% в породе. В краевых частях бассейна наблюдаются перекрытия карналлитовой породы сильвинитовой, что противоречит естественному порядку выпадения солей в осадок. Такие необычные соотношения объясняются тем, что первоначально отлагавшийся карналлит при выщелачивающем воздействии рассолов освобождался от хлорида магния и превращался в сильвин.

Рассматриваемые пласты калийных солей благодаря исключительно высоким содержаниям в них K_2O (25–30 и даже до 35%), сравнительной тектонической ненарушенности и залеганию на доступных глубинах являются удобными для промышленной разработки. Погружение пластов происходит в южном и юго-западном направлениях: их минимальные глубины залегания 580–820 м отмечаются на севере, а максимальные (2500–3700 м) на юге, вблизи границы с США. В Саскатауне, именуемом “калийной столицей мира”, продуктивные слои имеют мощность свыше 60 м, залегая на глубинах 900–1200 м.

Разработка солей осуществляется на нескольких крупных рудниках; средняя годовая добыча каждого из них колеблется от 1 до 3,8 млн т KCl . В связи со сложными горно-геологическими условиями (наличие водоносных горизонтов в надсолевых отложениях, значительная глубина залегания продуктивных пластов и т.д.) используется преимущественно камерная система разработки с жестким поддержанием кровли; ширина камер 6–8 м, а их высота — 3–4 м. В конце 70-х годов XX в. на руднике Белле Плейн начал внедряться новый прогрессивный метод добычи — подземное выщелачивание калийных солей; благодаря этому методу стало возможным эксплуатировать мощные залежи на глубинах до 2000 м. Наряду с бесспорными достоинствами этого скважинного метода выявились и определенные его недостатки: низкий коэффициент извлечения запасов (25–30%), высокая стоимость пере-

работки рассолов в твердый товарный продукт. Метод экономически оправдывается при мощности отрабатываемых пластов около 15 м, высоким содержанием КСI в рудах (до 30%) и значительной мощности промышленного предприятия.

Стебникское месторождение сульфатных калийных солей (Украина)

Стебникское месторождение наряду с Калуш-Голынским, Марково-Росильяньским и Бориславским относится к числу главных промышленных объектов Предкарпатского калиеносного бассейна — основного поставщика сернокислых калийных солей для минеральных удобрений на территории бывшего Советского Союза. Этот бассейн находится во внутренней зоне одноименного краевого прогиба; соленосные отложения залегают в его молассах, образуя многоярусную толщу верхнего палеогена—нижнего неогена (рис. 26).

Месторождение расположено в нескольких километрах к юго-востоку от г. Дрогобыча, локализуясь в северо-восточном крыле крупной антиклинали, осложненной надвигами и вытянутой согласно общему простиранию краевого прогиба в северо-западном направлении. Геологический разрез месторождения суммарной мощностью около 1500 м представлен глинами, песчаниками, аргиллитами, мергелями и песчано-глинистыми брекчиями. Залежи солей приурочены к верхней части разреза — отложениям верхневоротыщенской свиты мощностью 200 м.

Калийные соли образуют пластовые и линзообразные залежи и располагаются на нескольких стратиграфических уровнях (горизонтах). Мощность отдельных линз достигает 150 м и более; некоторые из них прослеживаются по простиранию на 2–3,5 км, а

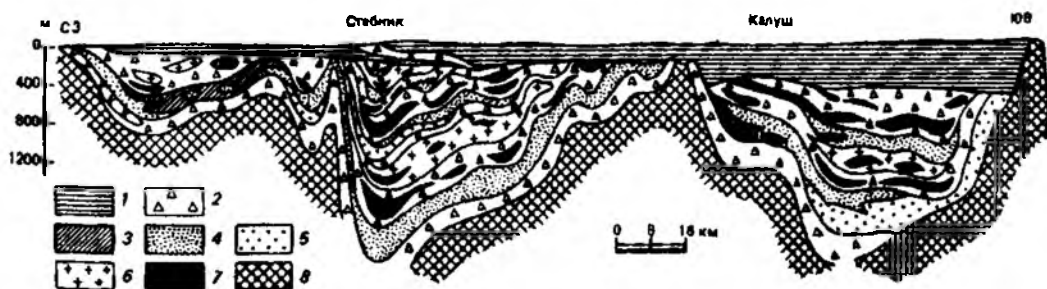


Рис. 26. Продольный фациально-литологический разрез отложений воротыщенской свиты внутренней зоны Предкарпатского прогиба (по К.Б. Донченко с упрощением):

- 1 — перекрывающие песчано-глинистые породы; породы соленосной формации: 2 — соленосные брекчии, 3 — глины, 4 — песчаники, 5 — гравелиты, 6 — каменная соль, 7 — калийные соли; 8 — подстилающие аргиллиты и песчаники

по падению на 0,7 км. Пласты и линзы калийных солей смяты в узкие и глубокие складки с углами падения в крыльях 45–90°, местами осложняясь разрывными нарушениями.

Минеральный состав залежей изменяется незакономерно на расстоянии сотен, а иногда и десятков метров по простиранию и падению. Главные промышленные минералы: галит, каинит, лангбейнит, реже полигалит. Леонит, кизерит, шенит и другие соли обычно встречаются в качестве примесей, но местами становятся главными. Хлоридные калийные соли развиты ограниченно; обычно они приурочены к нижнему продуктивному горизонту. Как видно из этого перечня промышленных минералов, основную массу руд составляют сульфатные соли. Среди сульфатных солей (руд) различают лангбейнитовые, лангбейнит-каинитовые и каинитовые, а среди хлоридных — карналлитовые и сильвинитовые.

Лангбейнитовые соли отличаются крупно- и разномзернистой структурой, брекчиевидной и слоисто-брекчиевидной текстурой; они сложены (мас. %) лангбейнитом (32–43), галитом (36–42), полигалитом (8–9) и сильвином (3–4); доля нерастворимого остатка составляет 8–10%. Лангбейнит-каинитовые соли в отличие от лангбейнитовых содержат больше глинистого вещества, обладая неоднородной, брекчиевидно-неяснополосчатой текстурой; их минеральный состав (мас. %): галит (33–42), каинит (14–32), лангбейнит (8–16), кизерит и эпсомит (2–10), полигалит (8–10), сильвин (до 1), нерастворимый остаток (10–15), примесь ангидрита и карналлита.

Каинитовые соли включают (мас. %): галит (30–40), каинит (18–30), полигалит (до 7), кизерит и эпсомит (3–5), сильвин (0,5–5), ангидрит (1–5), карналлит (до 5), нерастворимый остаток (15–30).

Карналлитовые соли обладают крупно-, реже разномзернистой структурой, брекчиевидной и полосчатой текстурой; в их составе (мас. %): карналлит (70–80), галит (4–27), примеси сильвина и ангидрита. Сильвинитовые соли сложены галитом и сильвином с примесями ангидрита, полигалита и глинистого материала; они обнаруживают слоистую и брекчиевидную текстуры. Карналлитовые соли слагают нижнюю, а сильвинитовые — верхнюю части нижнего продуктивного горизонта.

Предкарпатские соляные месторождения, включая и Стебникское, формировались в пределах современной внутренней зоны краевого прогиба в локальных узких и длинных солеродных бассейнах вдоль прикарпатского берега. Эти бассейны сообщались с открытым морем, откуда поступала морская вода — основной источник солей. Высокая насыщенность галогенных отложений верхневоротышенской свиты терригенным материалом, невыдержанность строения и морфологии залежей свидетельствуют о неровном

рельефе дна бассейнов, сложном контуре береговой линии и постоянном привносе терригенного материала в ходе галогенеза. Предметом дискуссии является природа (осадочная? тектоническая?) соленосных брекчий, исключительно широко развитых в месторождениях Предкарпатского бассейна.

Объектом эксплуатации на Стебникском месторождении служат каинитовые, лангбейнитовые, лангбейнит-каинитовые и сильвинитовые руды с содержанием K_2O 10–12%, нерастворимого остатка — до 18%. Разработка ведется шахтным способом на глубинах 200–300 м. Крутозалегающие пласты и линзы разрабатываются системой камер с почвоуступной выемкой или системой подэтажных ортов с отбойкой калийных руд глубокими веерными скважинами. Высота этажа — 60 м, ширина камер — 12 м, их длина 40–60 м, ширина целиков 6 м. Балансовые запасы Стебникского месторождения составляют 118,3 млн т K_2O .

Калийные соли Германии

Многочисленные месторождения калийных солей Германии связаны с цехштейновыми галогенными толщами, широко развитыми в пределах Северо-Германской низменности. Цехштейновый

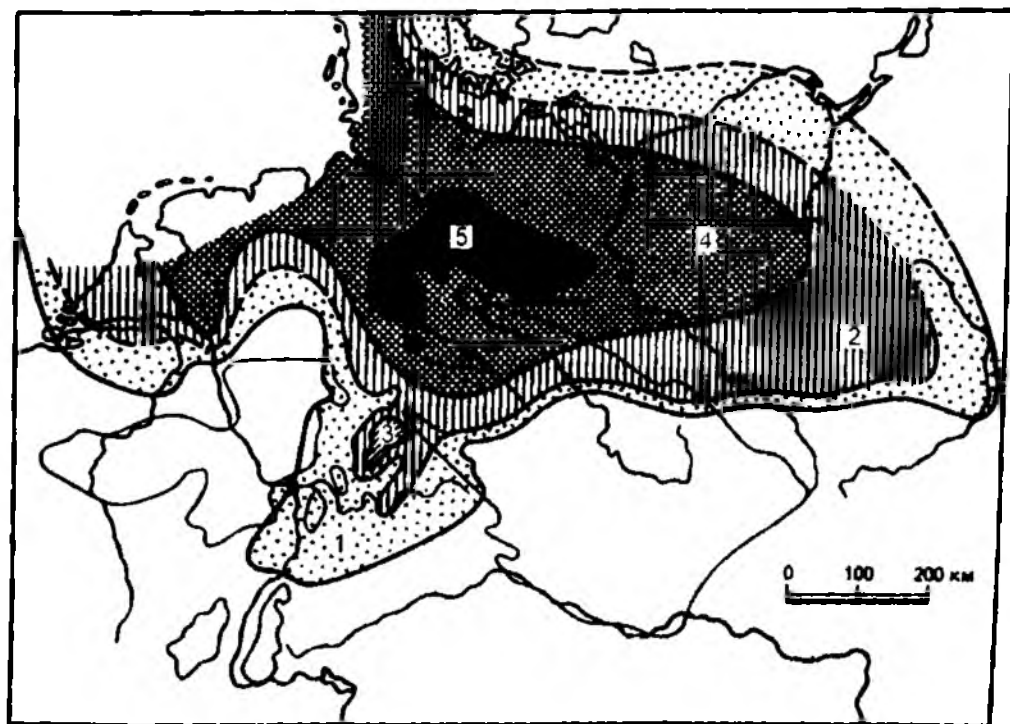


Рис. 27. Палеогеография цехштейна в Центральной Европе (по Гимму):

1 — краевая зона без соли; 2 — распространение пластов калийных солей или одного $NaCl$; 3 — серия Верра (цикл 1); 4 — серия Стасфурт (цикл 2); 5 — серия Лейне (цикл 3)

бассейн осадконакопления занимал огромную площадь от Северной Британии, захватывая Северное море, Нидерланды, Данию, значительную часть Германии и Польши (рис. 27). В настоящее время этот регион — один из крупнейших мировых поставщиков калийного сырья: его ежегодный уровень добычи в начале 80-х годов минувшего столетия для Германии превышал 6 млн т K_2O , что составляло более 1/5 части от мирового.

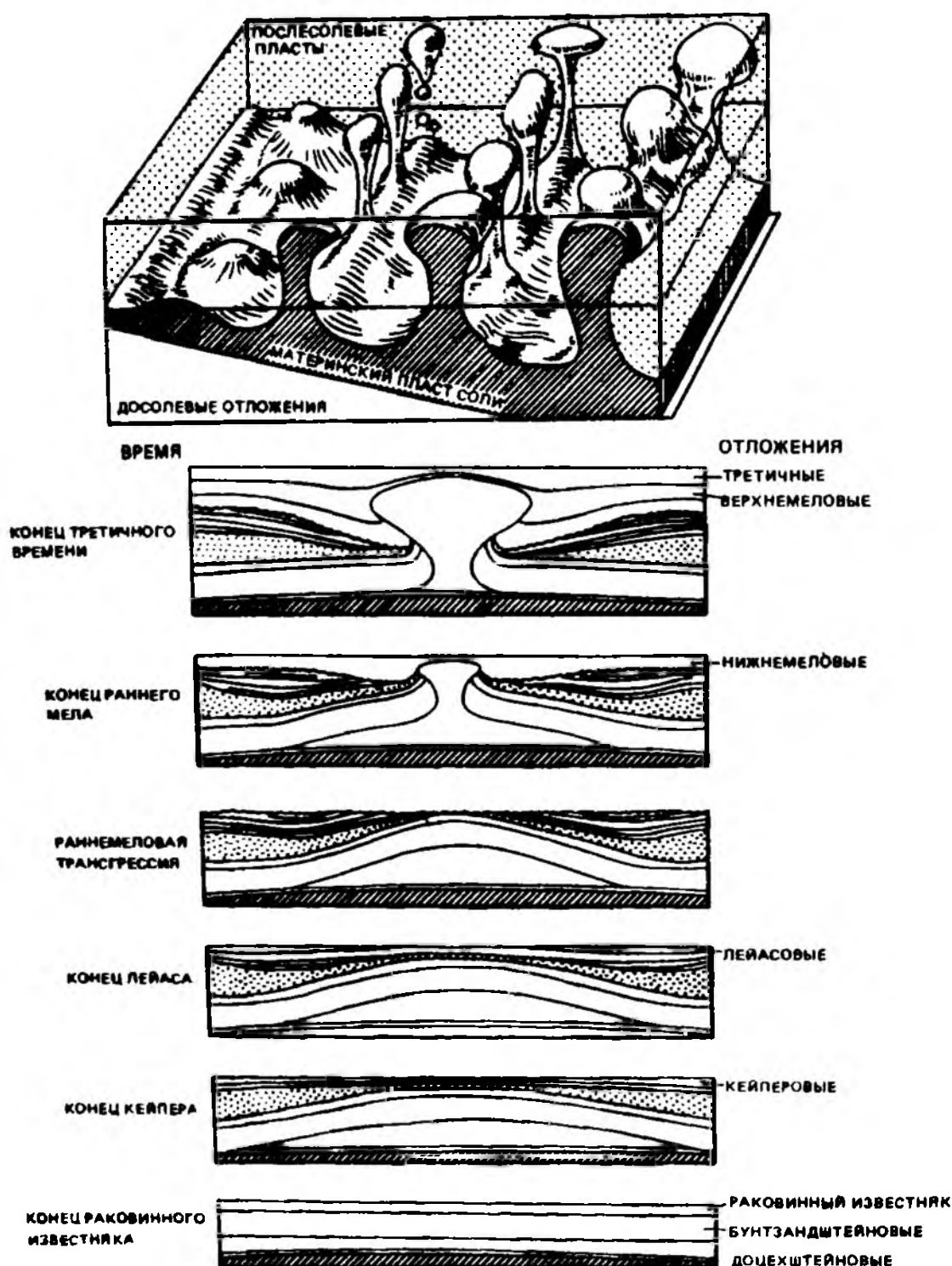


Рис. 28. Схема развития соляных куполов в Северо-Германской впадине (по Трусгейму)

Использование калийных солей (соответственно разработка месторождений и промышленная переработка солей) в качестве удобрений велась в Германии с 1860 г., когда была выявлена их ценность как необходимого компонента питания растений. До этого основным объектом добычи была каменная соль, а переслаивающиеся с ней калийные и калийно-магниевые соли рассматривались как бесполезные пустые породы, осложняющие разработки.

Цехштейновая соляная седиментация, происходившая в этом обширном мелководном бассейне, подразделяется на шесть эвапоритовых циклов, отражавших периодическую ингрессию соленых океанических вод. Повторяющееся затопление изолированных участков бассейна приводило к накоплению в них кластических осадков. В процессе повышения концентрации растворов в бассейне образовывались карбонатные и сульфатные породы и, наконец, мощные толщи галита, содержащие слои калийных солей.

По краям соленосного бассейна соли цехштейна залегают полого. В сторону его центральной части, т.е. на площадях развития солей исключительной мощности и более значительного их погружения, образовались соляные штоки (рис. 28). Первые признаки соляной тектоники отмечены уже в триасе, наиболее активно она проявилась в эпохи пестрого песчаника и раковинного известняка, приведя к возникновению диапиров самой разнообразной, зачастую причудливой формы. Соленосные толщи осложнены третичными дизъюнктивными нарушениями, связанными с проявлениями базальтового магматизма.

Цикл Z I (Верра) (рис. 29) представлен 250–300-метровой толщей каменной соли, включающей два пласта калийных солей — Гессен (55–60% галита, 15–20% сильвина, 15–20% кизерита) и Тюринген (65% галита, 15% сильвина, 10% кизерита, 10% карналлита), чередующихся с карналлитовой брекчией, ангидритом и пелитовыми осадками. В своем разрезе оба пласта имеют прослои “твердой соли” (хартзальц: смесь галита, сильвина и кизерита) в лежащем боку и карналлита в висячем. Они разрабатываются в калийном суббассейне Верра Фульда к юго-востоку от Касселя. Пласты калийных солей по периферии этого суббассейна залегают на глубинах 250–300 м, а в его центральной части на глубине 900 м; их мощность сильно варьирует, составляя для слоя Гессен 2–10 м (в среднем 2,5 м), а для слоя Тюринген 2,5–4 м (в среднем 3 м).

Пласт Гессен сложен сильвинитовым хартзальцем с прослоями и включениями карналлита; имеются маркирующие глинистые прослои. Нижняя часть этого горизонта представлена преимущественно хартзальцем различного состава (иногда вверху с

карналлитовой рудой); верхняя часть имеет карналлит-галитовый состав.

Пласт Тюринген во впадине Верра Фульда имеет сложное строение и обнаруживает значительную фациальную изменчивость. В западной части впадины он разделяется на три зоны: сильвинит-кизеритовую (нижнюю), сильвинит-галитовую (среднюю) и верхнюю, сложенную либо вторичными сильвинитами с каменной солью, либо карналлитовой рудой, либо хартзальцем. На востоке мощность этого горизонта увеличивается.

Толща пород цикла Z 2 (Стасфурт) (см. рис. 29), включающая каменную соль, ангидрит, глинистый сланец, в верхней части содержит пласт калийных солей Стасфурт (55% карналлита, 26% галита, 17% кизерита, 2% ангидрита и глины с полигалитом и конкрециями борацита) мощностью 6–50 м. Пласт Стасфурт имеет весьма широкое площадное распространение. В краевых частях этого пласта резко повышается доля хартзальца. Типично повышенное содержание ангидрита в хартзальце, а также появление его кизеритовых и полисульфатных разновидностей. В настоя-

щее время существенно карналлитовые породы не разрабатываются из-за пониженного содержания в них калия.

Циклу Z 3 (Лейне) (см. рис. 29) соответствует мощная толща каменной соли, ангидрита, красных соленосных глин и других пород; в ее составе находятся два промышленных пласта калийных солей — Ронненберг (сильвин, карналлит, галит, немного кизерита) мощностью 5–10 м и Ридель (сильвинитовая порода, сложенная сильвином и

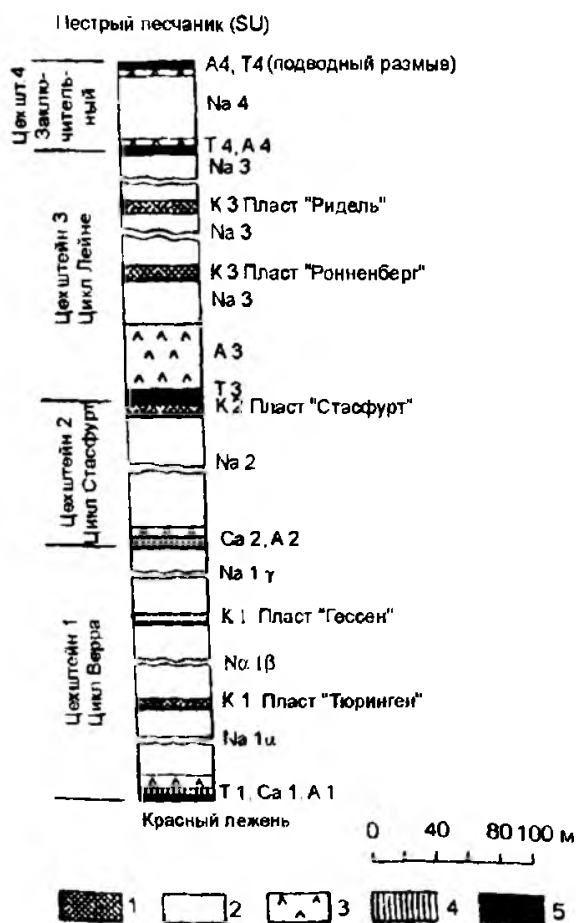


Рис. 29. Схематический разрез цехштейна в Центральной Европе (по Штолле):

1 — калийные соли (K); 2 — галит (Na); 3 — ангидрит (A); 4 — карбонат (Ca); 5 — глинистая порода (T)

галитом мощностью также 5–10 м). Калийные соли серии Лейне в отличие от солей первого и второго циклов характеризуются значительно более низкими содержаниями сульфатов. Пласт Ронненберг обнаруживает относительно равномерное распределение солей, но зачастую он тектонически сильно нарушен.

Все последующие циклы Z 4 (Аллер) (см. рис. 29), Z 5 (Оре), Z 6 (Фрисланд) в разрезах соответствующих серий на территории Германии представлены глинами, ангидритами и каменной солью без калийных солей. Лишь на севере, в Нидерландах и в Северо-Восточной Англии (Уитби), отмечаются калийные соли в составе серии Аллер. В районе Уитби (рудник Балби) они представлены сильвинитовой породой, залегающей на глубине 1100–1200 м и имеющей мощность около 5,5 м.

Большинство калийных рудников Германии расположены в районах Ронненбург-Ганса, Зарштедт-Лерте, Фульда, Верра, Зале-Унструц, Стасфурт, Ашерслебен и др. Основным объектом разработок является хартзалц (твердая соль) — сильвинсодержащая руда с высоким содержанием примесных сульфатов магния и кальция. Она состоит из сильвина (3–25%), кизерита (18–30%), галита (40–60%), карбонатов и глинистых минералов (0,5–1%). Применяются разнообразные системы подземной отработки: камерная с почвоуступной выемкой, камерная многоярусная, слоевая и др. Широко используется закладка выработанного пространства. Рост производительности труда осуществляется путем постоянного совершенствования технологии разработки и внедрения нового горно-добывающего оборудования.

ИНДУСТРИАЛЬНОЕ СЫРЬЕ (МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛОВ)

У многих видов неметаллических полезных ископаемых полезными компонентами являются слагающие их вполне определенные минералы с их специфическими физическими свойствами и химическим составом, представляющими интерес для использования в промышленности в естественном виде. Такое сырье (промышленные минералы) принято называть индустриальным или индустриально-техническим. Его переработка сводится к извлечению из горной (рудной) массы этих промышленно ценных минералов, осуществляемому механизированным способом (флотация, воздушная, магнитная, электростатическая сепарация и др.) либо вручную.

В одних случаях практическая значимость выделенных промышленных минералов связана исключительно с их особыми физическими свойствами (например, большая плотность барита, молекулярно-ситовой эффект цеолитов, высокие диэлектрические характеристики мусковита и флогопита, белизна талька, высокая механическая прочность и низкая электропроводность асбеста, высокая электропроводность графита и т.д.); такое сырье принято относить к техническому.

В других случаях промышленную ценность минералов определяет их химический состав, позволяющий использовать их как вспомогательное металлургическое, теплоизоляционное, огнеупорное сырье. Так, плавиковый шпат (флюорит) является необходимой флюсовой добавкой, вводимой в доменную и мартеновскую шихту для снижения температуры плавления последней и разжижения образующихся шлаков. Высокомагнезиальные и высоко-

глиноземистые минералы (магнезит, брусит, доломит, диаспор, оливин и др.) в сыром виде или после термической обработки являются промышленными огнеупорами. В эту же подгруппу следует отнести промышленные минералы, которые благодаря своей химической инертности используются в качестве кислото- и щелочеупоров (асбест, графит и др.).

Нередко промышленные минералы обнаруживают одновременно и промышленно ценные физические свойства, и химический состав, что предопределяет их исключительно широкое использование в различных областях промышленности. Например, основная область потребления барита — нефтяная и газовая промышленность (утяжелитель буровых растворов), но он также является сырьем в химической промышленности (получение различных соединений бария).

Следует отметить, что химический состав минералов и их физические свойства находятся в тесной функциональной связи: даже небольшое изменение состава может привести к ощутимому изменению физических свойств. Так, появление незначительных количеств железа заметно снижает белизну талька, электроизоляционные и прочностные свойства асбестового волокна, прозрачность мусковита.

Научно-технический прогресс предполагает все более широкое использование индустриального сырья; некоторые промышленные минералы ввиду их ограниченности в природе являются дефицитными. Это обусловило возникновение в ряде развитых стран промышленности по их синтезу (слюда, цеолиты и др.) либо утилизацию техногенных аналогов этого сырья (доменные графиты).

В настоящем разделе рассмотрены лишь отдельные, наиболее широко распространенные представители индустриального сырья, используемого в различных областях техники, в металлургии, промышленности огнеупоров и других отраслях (асбест, слюда, графит, плавиковый шпат, барит и витерит, цеолиты, магнезит и брусит, тальк и пиррофиллит).

Глава 5

АСБЕСТ

Термин “асбест” объединяет различные по составу и свойствам минералы: хризотил, крокидолит, амозит, антофиллит, иногда тремолит, актинолит, режикит (близок магнезиорибекиту и магнезиоарфведсониту), родусит (разновидность магнезиорибекита)

и др., обладающие способностью разделяться на тонкие волокна. Последние отличаются весьма высокой прочностью, эластичностью и прядильными свойствами, термостойкостью, низкой электропроводностью, кислото- и щелочестойкостью. По своей атомной структуре хризотил принадлежит к минеральной группе серпентина, а все остальные — к группе амфиболов.

Асбест выполняет маломощные жилы и прожилки, причем ориентировка его волокон может быть различной: если волокна располагаются перпендикулярно стенкам жилок (наиболее распространенный случай), то это — поперечно-волоконистый асбест (cross fiber), если вдоль стенок, то это — продольно-волоконистый асбест или так называемые волокна скольжения (slip fiber). Для некоторых видов асбеста характерно разноориентированное, иногда радиальное расположение волокон (mass fiber).

Индивидуальные волокна под электронным микроскопом выглядят как тончайшие трубочки с наружными и внутренними диаметрами в сотые-тысячные доли микронов (мкм). Амфибол-асбесты обладают более грубым волокном: диаметр их волокон измеряется десятymi-сотыми долями микронов. Длина волокон от десятых долей до 160 мм и более, наиболее часто она составляет 2–6 мм.

В настоящее время разделение большей части асбестового волокна и отделение его от измельченной горной массы осуществляется механически на ситах в воздушной струе. Поскольку качество волокна при таком обогащении из-за перетирания снижается, в некоторых случаях куски длинноволокнистого асбеста отделяются из породы вручную.

Хризотил (“белый асбест”) — волокнистая разновидность водного силиката магния — серпентина, состав которого отвечает формуле $Mg_6[Si_2O_5](OH)_8$ или $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. В природном хризотил-асбесте содержатся примеси Fe_2O_3 , FeO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , NiO , MnO , CaO , Na_2O и H_2O . Он слагает жилки в темно-зеленых серпентинитах, обнаруживая обычно поперечно-волоконистую структуру. В плотном куске хризотил-асбест обладает зеленой или желтовато-зеленой окраской и перламутровым блеском, но после расщепления (фибризации) на отдельные волокна превращается в белую пухоподобную массу. Хризотил-асбест имеет весьма высокую температуру плавления (1521 °C), приблизительно при 700 °C теряет кристаллизационную воду и становится хрупким. По сравнению с амфибол-асбестами менее устойчив к воздействию кислот (разлагается в соляной кислоте); однако он щелочеустойчив, отличается высокими сорбционными, тепло-, звуко- и электроизоляционными свойствами.

Крокидолит (“голубой асбест”) представляет волокнистую разновидность рибекита. Его химический состав выражается формулой $\text{Na}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ или $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Он встречается в поперечно-волокнистых жилках и имеет серо-голубой цвет, сохраняющийся после расщепления. Обладая несколько меньшей температурой плавления (1193°C), крокидолит превосходит хризотил своей устойчивостью к кислотам и щелочам, а также прочностными свойствами.

Амозит (“коричневый асбест”), являющийся волокнистой разновидностью грюнерита, имеет состав $\text{MgFe}_6[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ или $\text{MgO} \cdot 6\text{FeO} \cdot 8\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Встречается в жилках поперечно-волокнистого строения. Пепельно-серый до коричневого, после извлечения из породы становится белым. Амозит устойчив к действию кислот и щелочей. Имеет сравнительно невысокие температуру плавления ($1000\text{--}1200^\circ\text{C}$) и прочностные свойства.

Антофиллит-асбест имеет состав $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$, характеризуясь переменным содержанием железа. Цвет светло-серый до белого и коричневатого-серого. Чаще всего встречается в виде продольно-волокнистых выделений, звездчатых или радиально-лучистых агрегатов. Обладая высокой температурой плавления (1468°C) и устойчивостью к кислотам и щелочам, он имеет короткое твердое волокно относительно невысокой прочности.

Помимо огнестойкости, устойчивости к воздействию кислот и щелочей и других свойств, промышленная ценность асбеста определяется длиной волокна и его прочностью. Так, по длине волокна хризотил-асбест подразделяется в нашей стране на восемь сортов (от 0 до 7). Для нулевого сорта длина волокна превышает 13 мм, а для седьмого — менее 1 мм. Близкая группировка хризотил-асбестового волокна принята в Канаде: 1 группа (крюд № 1) — 18 мм и более; 2 — (крюд № 2) — 10–17 мм; 3 — (текстильное) — 6–9 мм; 4 — (кровельное) — 4–6 мм; 5 — (бумажное) — 2–4 мм; 6 — (штукатурное) — 1–2 мм; 7 — до 1 мм.

По прочностным свойствам асбест разделяется на нормальной, или высокой прочности (прочность на растяжение около 300 кг/мм^2), полумомкий, или пониженной прочности, и ломкий, или слабой прочности (прочность на растяжение $110\text{--}220 \text{ кг/мм}^2$). Хризотил-асбест пониженной прочности фиксируется в зоне выветривания; для него характерна белесая окраска, низкая распушиваемость, меньшая эластичность и некоторое снижение количества MgO . Ломкий асбест рассматривается в качестве продукта высокотемпературного преобразования нормального хризотил-асбеста; его отличают упругость, меньшая прочность на растяжение, небольшое снижение количества MgO и кристаллизационной воды, увеличение количества FeO .

В промышленности используется волокно длиной более 0,5 мм высокой и пониженной прочности. Оно широко применяется в различных областях промышленности как в чистом виде, так и в соединении с другими материалами (цементом, тканями, картоном и др.). Номенклатура асбестовых изделий насчитывает свыше 3000 наименований.

Основное количество асбеста идет на производство всевозможных асбоцементных (трубы, кровельная плитка, шифер), асбестобитумных и асбестосмоляных изделий как заполнителя при производстве асфальта и бетона, изготовление различных фрикционных прокладок, дисков сцепления, трансмиссионных и приводных ремней, всевозможных картонно-бумажных изделий. Хризотил-асбест, не содержащий железа, является электроизолятором и используется в промышленности. Лучшие длинноволокнистые сорта хризотил-асбеста применяются в текстильной промышленности. Наиболее качественное волокно идет на изготовление фильтров. Низкосортный коротковолокнистый асбест используется в черной металлургии как связующий материал при производстве железорудных окатышей.

Крокидолит и амозит широко используются в химической промышленности для производства различных кислото- и щелочестойких изделий. Их длинноволокнистые сорта являются текстильным сырьем. Крокидолит — хороший фильтрующий материал для очистки воздуха от радиоактивной пыли. Он также весьма эффективен в производстве асбоцементных труб, выдерживающих высокое давление. Амозит находит широкое применение в производстве изоляционных материалов. Основные области потребления антофиллит-асбеста — изготовление кислотостойких фильтров, прокладок и пластмасс.

Максимальное производство асбеста в мире пришлось на 1977 г. (почти 5,5 млн т волокна), в том числе в СССР — более 2,5 млн т и в Канаде — свыше 1,5 млн т. С начала 80-х годов минувшего столетия вследствие экологических причин производство асбеста стало падать (в 1998 г. оно составило всего 2,0 млн т). Ведущими продуцентами асбеста являются Россия, Канада, КНР, Бразилия, Зимбабве, Казахстан, ЮАР, а также Колумбия и Греция. Доля хризотил-асбеста превышает 95%. Крокидолит и амозит добываются в ЮАР, а антофиллит-асбест (помимо России) — в Финляндии.

В настоящее время ясно выделяются четыре главнейших геолого-промышленных типа месторождений асбеста.

1. Линзо- и трубообразные залежи и жилы с хризотиловой минерализацией в серпентинизированных альпинотипных и стра-

тиформных ультрамафитах дунит-гарцбургитовой (Россия, Канада, Казахстан, КНР и др.) и габбро-пироксенит-перидотитовой (ЮАР, Зимбабве) формаций (на первые из них приходится 92–93% мировых запасов асбестов и 90% добычи, на вторые — соответственно 2–3 и 8%).

2. Пластовые и жиллообразные зоны серпентинизации с хризотиловой минерализацией в апокарбонатных магнезиальных породах — скарноидах (США, Россия, КНР).

3. Пластовые жилы с крокидолитом и амозитом в железокремнистых породах типа железистых кварцитов и яшм близ контактов с доломитами (ЮАР и др.), включающие до 1,5% мировых запасов асбестов и около 1,5% добычи.

4. Гнездо-, линзо- и штокообразные тела с антофиллит-асбестовой минерализацией в апоультрамафитах амфиболито-гнейсовых комплексов (Мозамбик, Индия, Казахстан, Россия и др.), на которые приходится 1,5% мировых запасов и 1,5% добычи асбестов.

Среди месторождений хризотил-асбеста наиболее крупные промышленные образования принадлежат первому типу, в составе которого по характеру жилкования (строению жил асбеста и их взаимному расположению) иногда выделяют баженовский, лабинский и карачаевский подтипы.

Асбестоносные залежи баженовского подтипа представляют собой крупные (до 600 м) крутопадающие тела, вытянутые на значительные (до 4500 м) расстояния; они, как правило, характеризуются концентрически-зональным строением, обусловленным различными типами асбестоносности: просечек, мелкопрожила, мелкой и крупной сеток, простых и сложных отороченных жил (рис. 30).

Простые отороченные жилы находятся в слабо серпентинизированных ультрамафитах, окаймляясь с обеих сторон полосами плотного массивного серпентинита; мощность такой серпентинитовой оторочки в четыре–шесть раз превышает мощность самой жилы, достигая 5–10, а иногда и 20 см. Для простых отороченных жил характерен наиболее длиноволокнистый асбест (8–25 мм, реже 50–60 мм), а содержание волокна в породе составляет 0,5–2% (реже более).

Сложные отороченные жилы в отличие от простых состоят из серии параллельных прожилков в серпентинитовой массе, причем наиболее мощные из них располагаются по краям таких серий, а к центру их мощность постепенно уменьшается. Такой тип асбестоносности дает более высокий выход волокна из горной массы (от 2 до 10–15%), но содержит меньше длиноволокнистого (текстильного) хризотил-асбеста по сравнению с простыми отороченными жилами.

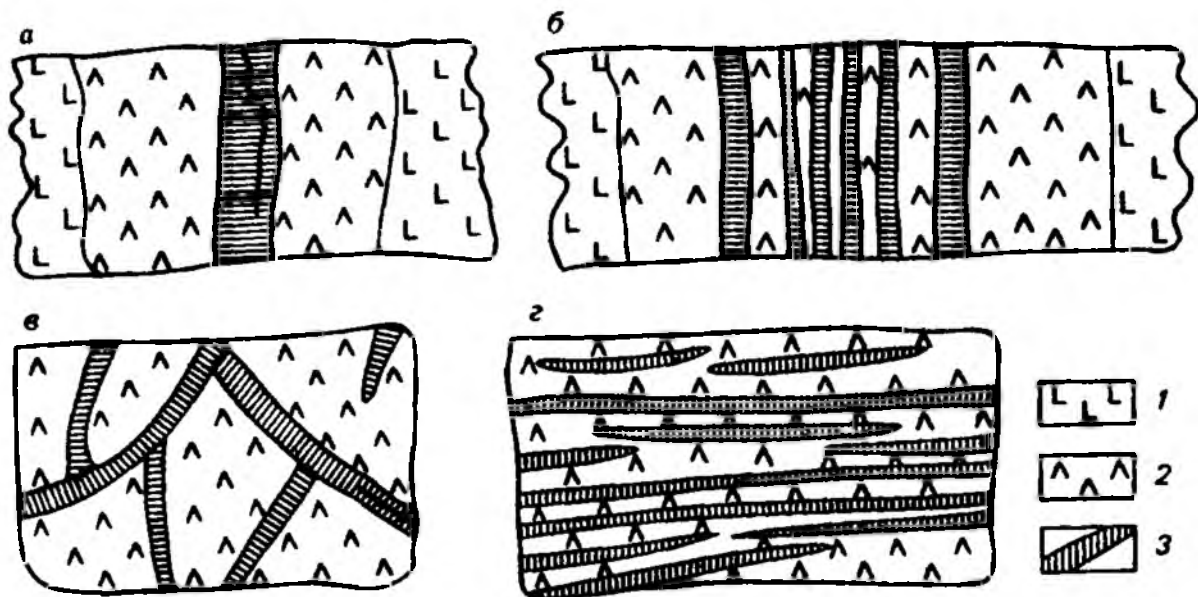


Рис. 30. Типы жилкования хризотил-асбеста (текстуры):

а — простая отороченная жила, в центре жилы видна просечка; б — сложная отороченная жила; в — руда типа мелкой сетки; г — руда мелкопрожилковая.

1 — гарибургит, 2 — серпентинит, 3 — жилки хризотил-асбеста

Если разноориентированные простые отороченные жилы располагаются поблизости, так что их серпентинитовые оторочки сливаются, образуется асбестоносность типа крупной сетки. В ячейках последней размером 0,3–0,6 м иногда сохраняются ядра несерпентинизированных ультрамафитов. В таком типе руд содержится 3–10% волокна, длина которого не превышает 10–20 мм.

В отличие от крупной сетки асбестоносность типа мелкой сетки проявляется в полностью серпентинизированных ультрамафитах, а размер ячейки чаще всего составляет 10–20 см. Средняя длина волокна 4–10 мм, его содержание в горной массе 8–10% (изредка достигая 20–25%).

Системы параллельных прожилков хризотил-асбеста в сплошном серпентините соответствует типу асбестоносности, называемому мелкопрожил. Руда этого типа характеризуется коротким промышленным волокном (1–3 мм), при его содержании в 5–10% (редко до 30%).

Если массивные серпентиниты содержат тончайшие (0,5–1,0 мм) прожилки хризотил-асбеста, то такой тип асбестоносности называется просечками.

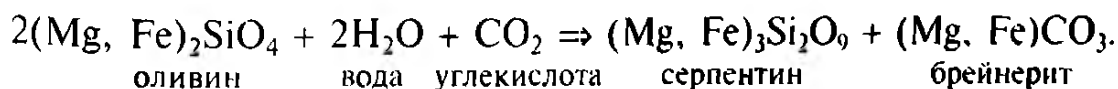
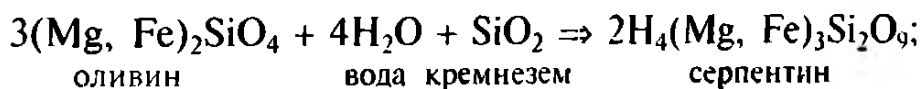
В контурах промышленной асбестоносности обычно преобладают мелкосетчатые руды, реже — крупносетчатые и отороченных жил. Наиболее длинное волокно (1, 2, 3 сортов) содержится в рудах отороченных жил и крупной сетки, однако его содержание невелико (до 8%). В мелкосетчатых и мелкопрожилковых рудах количество асбеста иногда может достигать 20–30%, но по длине

волокна — это низкие сорта (5, 6, 7). К рассматриваемому подтипу относятся все крупные месторождения Урала (Баженовское, Киембаевское) и Мугоджар (Джетыгаринское в Казахстане), многие месторождения Сибири (Молодежное, Актотракское, Саянское, Ильчирское и др.), а также месторождения Канады (Блэк-Лейк, Джеффри, Байе-Верте, Кассиар, Клинтон-Крик и др.), Зимбабве (Шабани, Машаба) и других стран.

Рудные тела лабинского подтипа представлены простыми или сложными жилами поперечно-волокнистого асбеста, залегающими вдоль контактов серпентинитов и даек различного состава и прослеживающимися на десятки и сотни метров по простиранию, мощностью от нескольких сантиметров до 3–4 м. Это месторождения Лабинское на Северном Кавказе, Хавелок в Свазиленде, Нью-Амиантус в ЮАР и др.

Особенностью месторождений карачаевского подтипа является продольно-волокнистое жилкование по плоскостям трещин скольжения в серпентинитах. Представителями подтипа, помимо Карачаевского месторождения на Северном Кавказе, являются Ешкеульмесское (Казахстан), Бунайское (Памир), Ист-Броутон (Канада), месторождения шт. Вермонт (США) и др. Образование хризотил-асбеста в серпентинизированных и стратиформных массивах ультрамафитов связано с гидротермальными растворами, природа которых дискуссионна. По мнению одних исследователей, процессы серпентинизации и асбестообразования обусловлены воздействием гидротермальных растворов собственно ультраосновной магмы, т.е. автометаморфическими. Другие полагают, что серпентинизация и сопровождающая ее хризотил-асбестовая минерализация являются продуктом более молодых гидротерм, дериватов гранитоидных интрузий, наложившихся на уже частично серпентинизированные при автометаморфизме тела ультрамафитов.

Процесс серпентинизации ультраосновных пород под действием кремнекислых либо углекислых гидротерм можно представить в следующем виде:

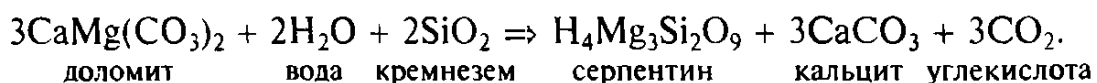


При разложении оливина заключающееся в нем железо может частично связываться в виде свободных окислов, образуя цепочки мелких кристалликов магнетита в жилах хризотила. В случае медленного проникновения и циркуляции гидротермальных растворов образуется антигоритовый серпентинит, практически не

содержащий хризотила; в условиях быстрого прохождения этих растворов по многочисленным тектоническим и контракционным трещинам в серпентините развивается хризотиловая минерализация.

Месторождения хризотил-асбеста второго типа, связанные с зонами серпентинизации в доломитовых известняках и доломитах, встречаются значительно реже и по масштабу промышленной минерализации невелики. Иногда этот тип месторождений называют аспогашским, или аризонским. Для них наиболее характерны единичные жилы (Аспогашское месторождение в России, месторождения Аризоны в США, месторождения Цзиньчжоу и Чаоян в Ляонине и Лайюань в Хебэе, КНР). Но иногда встречаются и другие типы минерализации: сетчатые жилы, мелкопрожил, просечки (Вангырское месторождение на Полярном Урале). К этому типу относятся также небольшие месторождения в КНР (Пао-Чоу, Лайюань), КНДР (Пчогори, Кине), ЮАР.

Все месторождения этого типа считаются контактово-метасоматическими, локализованными в существенно магнезиальных карбонатных породах близ контактов с основными или кислыми изверженными породами. Карбонатные породы близ этого контакта перекристаллизованы и содержат типичные минералы скарнов: форстерит, диопсид, тремолит, гранат и др. Серпентинизация и асбестообразование происходили в гидротермальную стадию контактового метасоматоза по доломитам в условиях привноса кремнекислоты:



По трещинам, возникавшим вдоль плоскостей напластования, циркулировали растворы, из которых кристаллизовался обычно поперечно-волокнистый хризотил-асбест; вблизи трещин порода полностью преобразовывалась в серпентинит, а на некотором расстоянии от них происходило лишь частичное замещение с образованием офикальцита (смесь серпентина и кальцита).

Достоинством асбестового волокна месторождений этого типа является исключительно низкая железистость, что предопределяет его использование в электротехнической промышленности.

Месторождения третьего типа, представленные согласными пластовыми жилами поперечно-волокнистого крокидолита или амозита в железокремнистых породах, известны в Южной Африке (Трансвааль и Капская провинция, ЮАР) и в Западной Австралии (крокидолит). В разрезе вмещающих пород неизменным членом являются доломитовые образования. Формирование этих месторождений связывают с гидротермально-метаморфическими

растворами контактового или регионального метаморфизма, привносившими из подстилающих доломитов магнезию и циркулировавшими по межпластовым трещинам в слоях железистых кварцитов, обогащенных натрием. Присутствие здесь графита обуславливало наличие в растворах восстановленных форм железа. При недостатке натрия в замещаемых породах вместо крокидолита кристаллизовался амозит.

Для месторождений антофиллит-асбеста (четвертый тип) характерна связь с метаморфизованными ультраосновными породами и серпентинитами, представленными оливин-пироксеновыми, тальк-брейнеритовыми и другими образованиями в составе амфиболито-гнейсовых комплексов регионального метаморфизма. Их типичными представителями являются месторождения Среднего Урала (Сысертское и др.) и Мугоджар (Бугетысайское и др.) в России и Казахстане, месторождения Финляндии, США, Египта, Сьерра-Леоне и других стран.

Метаморфизованные асбестоносные апоультрамафитовые тела имеют небольшие размеры (десятки-сотни метров), уплотненную вытянутую форму в направлении общего простиранья вмещающих гнейсов и амфиболитов, зональное строение. Последнее имеет метаморфическую и контактово-метасоматическую природу. Метаморфическая зональность выражена ядром вторичных крупнокристаллических оливин-пироксеновых и пироксеновых пород, промежуточной зоной существенно антофиллитовых пород и внешней зоной тальксодержащих и актинолитовых пород. Контактново-метасоматическая зональность, как продукт биметасоматоза на контакте апоультрамафитов и алюмосиликатных пород, выражены актинолитовой и тальковой зонами по апоультрамафитам, хлоритовой и слюдитовой — по алюмосиликатным образованиям.

Промышленная асбестоносность целиком включает промежуточную метаморфическую зону, захватывая периферию ядра и внутреннюю часть внешней зоны. Образование антофиллит-асбеста происходило в конце главных этапов метаморфизма на фоне уже обозначившейся метаморфической зональности за счет ранее сформированных антофиллита, ортопироксена и оливина, но предшествовало контактово-метасоматическим процессам, реакционные зоны которых частично замещали рудные тела.

Молодежное месторождение хризотил-асбеста

Месторождение расположено на северном склоне Южно-Муйского хребта в зоне БАМа (близ железнодорожной станции Таксимо) на территории Бурятии. Оно связано с Молодежным массивом,

одним из многих, образующих полосу ультрабазитовых тел северо-западного направления вдоль восточной границы Муйской глыбы архея Саяно-Байкальской складчатой области. Массив согласно залегает в келянской толще среднепротерозойских метаморфических образований, имеет пластообразную форму с раздувом в центральной части и крутое субвертикальное падение (рис. 31). Его длина по простиранию превышает 5 км, а ширина выхода колеблется от нескольких десятков до 530 м. В составе вмещающей келянской метаморфической толщи зафиксированы

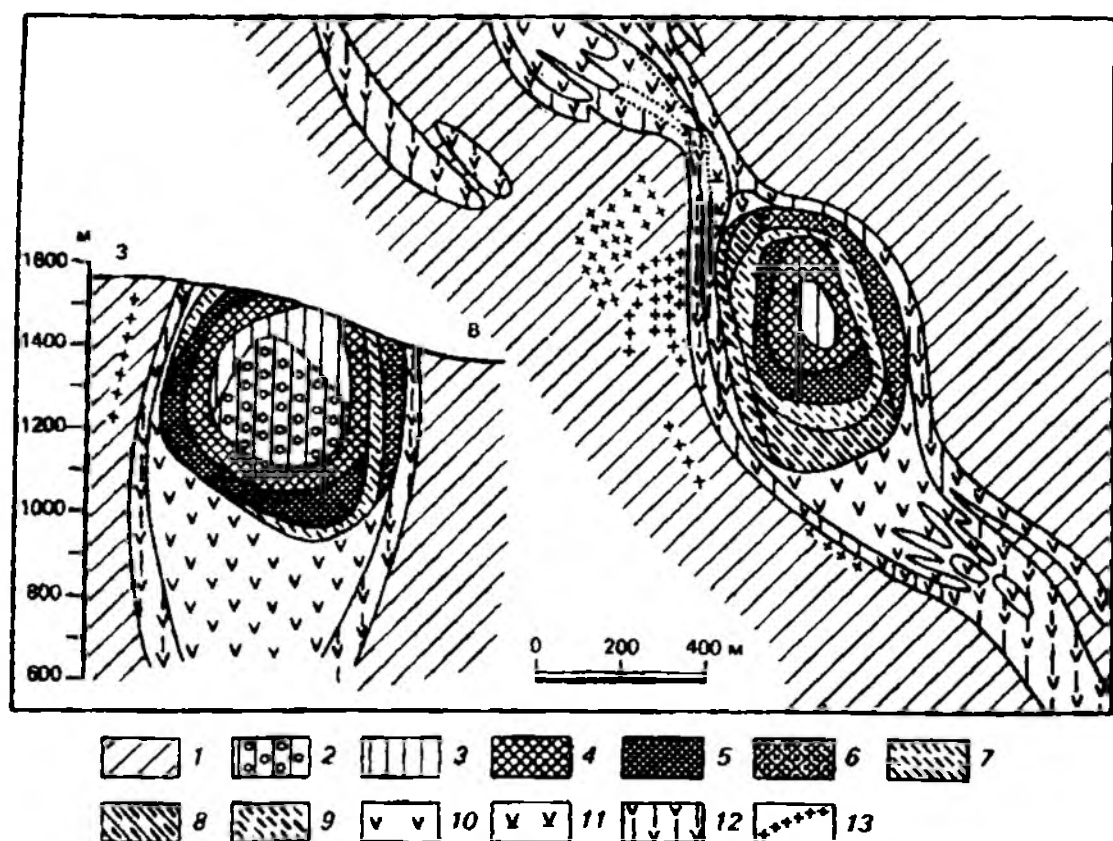


Рис. 31. Геологическая карта и разрез Молодежного гипербазитового массива (по К.Г. Башта):

1 — келянская толща (сланцы хлорит-серицит-кварцевые, эпидот-альбит-хлоритовые, кварц-карбонатные, реже рассланцованные эффузивы); 2 — серпентинизированные гарцбургиты и серпентиниты с асбестоносностью типа бедных отороченных жил (ядро); 3 — серпентинизированные гарцбургиты и серпентиниты с асбестоносностью типа простых отороченных жил; 4 — серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты с асбестоносностью типа крупной сетки; 5 — серпентиниты с асбестоносностью типа мелкой сетки; 6 — серпентиниты периферийной зоны с асбестоносностью типа мелкой сетки; 7 — серпентиниты с асбестоносностью типа ориентированных просечек; 8 — серпентиниты смешанной зоны с асбестоносностью типа ориентированных и сетчатых просечек; 9 — серпентиниты с асбестоносностью типа сетчатых просечек; 10 — голубовато-серые груборассланцованные серпентиниты; 11 — серовато-зеленые груборассланцованные карбонатизированные серпентиниты; 12 — темно-зеленые интенсивно рассланцованные карбонатизированные и серпофитизированные серпентиниты; 13 — дайки гранит-порфиров Качойского интрузивного комплекса

альбит-хлорит-эпидотовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-мусковитовые, кварц-хлоритовые и другие сланцы, образовавшиеся за счет вулканогенно-осадочных пород. Непосредственно к западу от центрального раздува массива откартированы более молодые дайки гранит-порфиров мощностью до 8 м, относимые к качойскому комплексу.

Большая часть массива сложена гарцбургитами с подчиненным развитием дунитов. Нередко эти породы превращены в серпентиниты лизардитового, хризотил-лизардитового, хризотил-антигорит-лизардитового, брусит-хризотил-лизардитового, антигоритового состава и др. В северо-западной части массива появляются тальк-карбонатные и тальковые образования.

Промышленная хризотил-асбестовая минерализация локализована в центральной части массива. Здесь фиксируется классическая эллипсовидная залежь баженовского подтипа с отчетливо выраженной концентрической зональностью и практически всеми типами асбестоносности (штокверкового прожилкования). Она ориентирована в северо-западном направлении, ее длина около 700 м и ширина 300–460 м. Наибольшая глубина распространения промышленной асбестоносности превышает 600 м. В ее центральной части находится гарцбургитовое ядро размером до 350 м в поперечнике, местами серпентинизированное с бедной асбестоносностью типа единичных простых отороченных жил. Следующая зона серпентинизированных гарцбургитов и серпентинитов с асбестоносностью типа простых отороченных жил облекает гарцбургитовое ядро сверху; ее мощность может достигать 90 м, а мощность хризотил-асбестовых жил 50–70 мм (в единичных случаях до 220 мм). Далее находятся серпентинизированные гарцбургиты и серпентиниты с асбестоносностью типа крупной сетки; мощность этой зоны колеблется от 25 до 125 м; минерализованные сложные жилы, проявленные здесь, имеют значительно меньшую мощность (2–20 мм). Фиксируемая далее зона серпентинитов с асбестоносностью типа мелкой сетки имеет мощность 5–175 м; жилки асбеста в этой зоне характеризуются мощностью 1–15 мм. Внешние зоны серпентинитов с асбестоносностью типа просечек (ориентированных, ориентированных и сетчатых, сетчатых) отличаются очень низким содержанием волокна (0,52–0,84%) и незначительной мощностью прожилков асбеста (от долей до 4 мм) и поэтому в общем случае выходят за пределы промышленного контура рудной залежи. Последний, таким образом, легко устанавливается визуально по границе зоны мелкой сетки с зоной ориентированных просечек вследствие резкого изменения характера асбестоносности этих зон.

Для залежи в целом характерна единая (сквозная) система ориентации асбестовых жил (азимут простирания $310-325^\circ$, угол падения $67-80^\circ$ на юго-запад), совпадающая с ориентировкой региональной сланцеватости вмещающих пород келянской толщи. Наиболее отчетливо эта система проявлена в зоне простых отороченных жил. При переходе к зонам крупной и далее мелкой сетки появляются дополнительно все новые, усложняющие общую картину системы ориентации жилок асбеста, что свидетельствует об увеличении интенсивности и разнообразия тектонической переработки периферических частей массива.

По представлениям геологов, изучавших месторождение (М.Е. Заманшиков, К.Г. Башта и др.), Молодежный ультрабазитовый массив относится к дунит-гарцбургитовой формации, наиболее благоприятной для промышленного хризотил-асбестообразования. Образование хризотил-асбеста связывается с метаморфизмом этого массива, происходившего в несколько стадий, причем промышленная асбестизация имела место после автометаморфической серпентинизации гарцбургитов, но до слабо проявленных процессов антигоритизации массива. При этом не исключается и контактово-метаморфическое воздействие гранитоидов качойского комплекса, наличие которых подтверждается дайками гранит-порфиров, развитыми близ западного контакта массива.

Общие разведанные запасы асбестового волокна составляют почти 15 млн т при среднем содержании в рудах 6,70%. При этом свыше 15% запасов составляет волокно текстильных сортов. С изменением характера прожилкования меняется сортность асбеста в рудах и его содержание: относительное количество высоко-сортного асбеста уменьшается от центра залежи к периферии. Месторождение уникально по исключительно высокому содержанию текстильных сортов волокна. Учитывая острый дефицит в этом сырье, а также настоятельную необходимость скорейшего народно-хозяйственного освоения зоны БАМа, это месторождение предполагается ввести в эксплуатацию в ближайшие годы.

Месторождения хризотил-асбеста шт. Аризона (США)

Вдоль южного обрамления плато Колорадо в округе Гила шт. Аризона (США) локализованы многочисленные небольшие месторождения маложелезистого хризотил-асбеста. Наибольший интерес представляют участки их концентрации Солт-Ривер и Черри-Крик-Рок Хаус площадью 250 и 150 км², расположенные соответственно в 40-55 км к северо-востоку и в 55-70 км к северу от Глобе. Геологически эти месторождения связаны с

докембрийской формацией мескальских доломитизированных известняков в участках ее осложнения интрузией диабазовых силлов. В составе известняков присутствуют обильные стяжения и нодулы кремней.

Рудные тела представляют собой субгоризонтальные залежи асбестоносных серпентинитов мощностью 20–65 см в приконтактных частях доломитизированных известняков с диабазовыми силлами (рис. 32). Иногда несколько таких тел сближены, образуя единую зону мощностью в несколько метров. В плане такие зоны имеют эллиптическую форму размером в поперечнике в десятки–первые сотни метров. Тела серпентинитов содержат серию параллельных жилок и прожилков поперечно-волокнистого хризотил-асбеста, отстоящих друг от друга на 3–15 см. Протяженность таких жилок может достигать нескольких метров, а их мощность — нескольких сантиметров.

Так, на месторождении Сьерра-Анча зона асбестоносного серпентинита, находящаяся в приконтактной части с диабазом, залегает субгоризонтально; суммарная мощность 2 м, объединяет местами от одного до трех сближенных тел мощностью по 0,5–0,6 м. В каждом теле имеется в среднем 3–5 и более (до 15) параллельных жилок поперечно-волокнистого хризотил-асбеста со средней длиной волокна 10–20 мм.

В зонах серпентинизации известняков наряду с серпентином нередко присутствуют также тремолит, диопсид, тальк и др. По представлениям американских геологов, при внедрении диабазовых силлов освобождавшаяся из доломитизированных известняков магнезия соединялась с кремнеземом нодул и стяжений, в результате чего происходило образование тремолита, диопсида, талька и серпентина. Прожилки хризотил-асбеста в серпентинитах наследовали первичные горизонтальные плоскости напластования докембрийских известняков; поперечное волокно этих прожилков росло метасоматически за счет серпентинита вверх и вниз от тонких трещин —

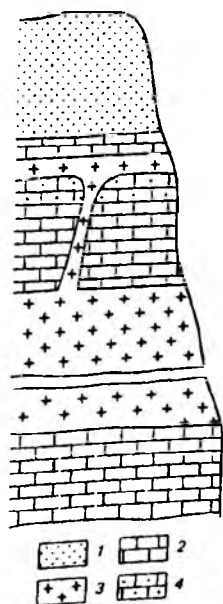


Рис. 32. Схематический разрез Аризонского месторождения хризотил-асбеста (по Б. Я. Меренкову,

М. В. Муратову):

1 — песчаник; 2 — известняк; 3 — диабаз; 4 — серпентинит (с асбестом)

путем поступления гидротермально-метаморфических растворов, связанных с диабазами. Предполагается, что достаточно незначительных изменений состава, давления или температуры этих растворов, чтобы серпентин стал неустойчивым — по нему начал кристаллизоваться стабильный в новых условиях хризотил-асбест.

Хотя запасы руд этих месторождений и содержания в них асбестового волокна невелики, в течение многих лет осуществляется их разработка небольшого масштаба. Маложелезистый хризотил-асбест, добываемый здесь, имеет высокие диэлектрические свойства, являясь ценным сырьем в электротехнической промышленности.

Месторождения амозита и крокидолита (ЮАР)

Южно-Африканская Республика является по существу единственным мировым производителем амозита и крокидолита (соответственно около 60 и 12 тыс. т ежегодно).

Основные запасы амозита сосредоточены в Трансваале — в пределах обширного рудного поля, представляющего дугообразную, вытянутую полосу на 100 км, окаймляющую северо-восточное окончание Бушвелдского магматического комплекса. Подавляющая часть добычи при этом приходится на Лайденбургский участок между Пенджем и Кромелленбоогом (рис. 33).



Рис. 33. Поля развития амфибол-асбестов в ЮАР (по П. В. Харбену и Р. Л. Бейтсу с упрощениями)

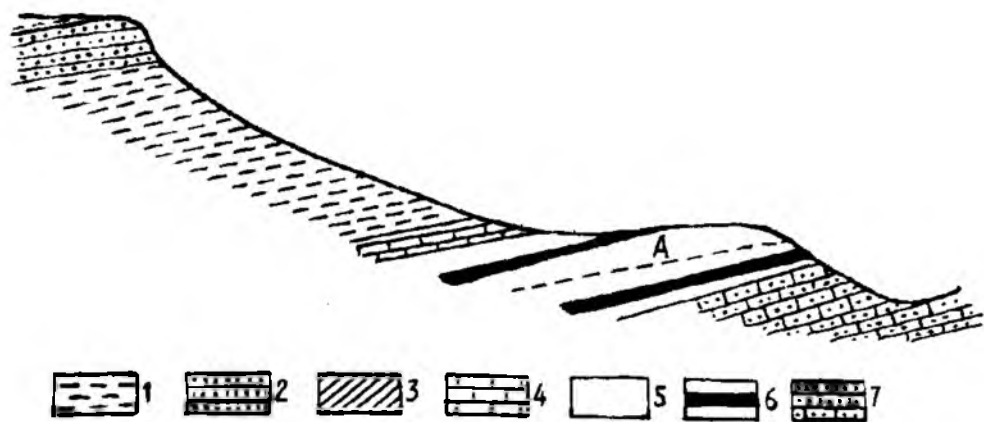


Рис. 34. Схематический геологический разрез месторождения амфибол-асбеста в Южной Африке (по Б.Я. Меренкову, М.В. Муратову):

1 — метаморфические сланцы; 2 — кварцит; 3 — конгломерат; 4 — доломит; 5 — железистый кварцит; 6 — диабаз (пластовые залежи); 7 — главная доломитовая серия. А — главный асбестоносный горизонт

В геологическом строении рудного поля принимают участие породы Трансваальской супергруппы докембрия, подразделяемые снизу вверх на группы Волкберг (метаморфизованные кластические осадки, преимущественно кварциты), Чуниспоорт (мощная карбонатная толща доломитов Малмани, переходящая вверх в полосчатые железистые кварциты и яшмы, содержащие амфибол-асбест) и Претория (кварциты и сланцы).

Амфибол-асбестовая минерализация в своем распространении ограничена толщей железистых кварцитов и яшм, перекрывающей доломиты Малмани и смятой в пологие синклинальные и антиклинальные складки (рис. 34). Это отчетливо слоистая толща чередования темных (магнетитовых, графитовых, грюнеритовых) и светлых (кварцитовых, сланцевых, сидеритовых) маломощных слоев, прослеживаемая на десятки километров по простиранию; ее максимальная мощность в центральной части рудного поля достигает 700 м. Образующие толщу индивидуальные слои имеют резкую границу; их мощность не превышает первых дециметров.

Амозит-асбест обычно синевато-серый, поперечно-волокнистый, образует серию согласных прожилков в темно-серых слоях пород, содержащих многочисленные крупные кристаллы грюнерита и большое количество графита. Такие слои подстилаются и перекрываются железистыми кварцитами. В пределах слоя фиксируется до 5–6 параллельных прожилков со средней длиной волокна 10–12 см (максимальная длина волокна — до 18 см). Несколько слоев с амозит-асбестовой минерализацией образуют ясно стратифицированную продуктивную пачку; в разрезе толщи отчетливо зафиксированы четыре таких пачки, каждая мощностью

около 10 м. На некоторых месторождениях вблизи Питерсбурга амозит и крокидолит встречаются совместно в одной жиле.

Основные запасы крокидолита находятся в Капской провинции; они связаны с вытянутой на 400 км и шириной 45 км субмеридиональной полосой пород той же Трансваальской супергруппы докембрия от Приска (р. Оранжевая) на юге через Грикватаун и Куруман до границы с Ботсваной на севере (см. рис. 33). Полоса по простиранию разделена на три асбестоносных рудных поля (с юга на север): Коэгас-Грикватаун, Куруман и Помфрет.

В разрезе Трансваальской супергруппы здесь выделяют (снизу вверх) группы Гхаап, Постмасбург и Олифаншоек. Вся крокидолитовая минерализация связана с нижней группой Гхаап, сложенной господствующими доломитами с пачками полосчатых железистых кварцитов.

Основным тектоническим элементом является синклиналь Димотен, ось которой имеет северо-восточное направление на юге полосы, сменяющееся на северо-западное в ее центральной части с образованием выпуклой на востоке дуги. Относительно пологие крылья этой структуры осложнены складками более высоких порядков.

Главная промышленная зона (слои Вестерберг) представляет чередование грубо- до тонкослоистых железистых (магнетитовых) кварцитов с согласными жилами поперечно-волокнутого крокидолит-асбеста, периодически прерывающимися по простиранию. В районе Приска эта зона содержит 8 асбестоносных жил со средней длиной волокна 15–20 мм, тяготеющих к ее нижней части мощностью около 30 м. Зона промышленной минерализации проявляется на обоих крыльях синклинали Димотен, фиксируясь в складках более высоких порядков в виде вытянутых на десятки метров слоев Вестерберг. Ввиду прерывистого (по простиранию) характера крокидолитовой минерализации ее разработка осуществляется серией небольших открытых горных выработок. Наиболее значительные месторождения находятся вблизи Приска, Куруман и Помфрета.

По мнению М. Кужварта, южноафриканские месторождения крокидолита и амозита в железокремнистых породах сформировались при гидротермальном привносе натрия (крокидолит) и магния (амозит) в условиях динамометаморфизма. Другие зарубежные исследователи считают, что если магний заимствовался гидротермально-метаморфическими растворами из соседних доломитов, то натрий изначально присутствовал в повышенных количествах в отдельных пластах железистых кварцитов. Для месторождений Трансвааля отдельные геологи связывают природу гидротермальных растворов с внедрением Бушвелдского магматического комплекса.

Месторождение находится в бывшей Актюбинской области в 80 км к востоку от железнодорожной ст. Эмба. Геологически оно приурочено к северо-восточному периклинальному погружению Бугетысайской антиклинали — локальной структуры в пределах Мугоджарского мегаантиклинория, сложенной рифейскими интенсивно метаморфизованными породами кандыкаринской (внизу) и борлинской свит: разнообразными гнейсами и амфиболитами с широко проявленной мигматизацией, а также кварцитами. На месторождении развиты многочисленные тела метаморфизованных ультрабазитов, пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы. Породы сильно дислоцированы в линейно вытянутые на северо-восток, зачастую опрокинутые складки с преобладающими углами падения крыльев $60-80^\circ$ (рис. 35).

Измененные ультрабазитовые тела, содержащие антофиллит-асбестовую минерализацию, залегают согласно среди отложений борлинской свиты вблизи ее контакта с породами кандыкаринской свиты, образуя две вытянутых на северо-восток зоны: северную и центральную. В пределах центральной зоны расположены наиболее значительные тела (залежи), круто падающие в северо-западном направлении и имеющие склонение, совпадающее с погружением оси складки на северо-восток. Самая крупная залежь № 1, представляющая сложную крутопадающую линзу, оконтуривается по простиранию на 250 м, на глубину до 100 м мощностью до 50 м. В ней наиболее полно выражена метаморфическая зональность слагающих пород (от центра к периферии): 1 — тальк-антофиллит-карбонатные породы с реликтами серпентинита, 2 — те же породы без серпентинита, 3 — тальк-антофиллитовые, 4 — вермикулит-антофиллит-тальковые, 5 — тальк-вермикулитовые и актинолит-вермикулитовые на контактах с вмещающими соответственно гнейсами и амфиболитами. Границы между этими метасоматическими зонами постепенные. Лишь пятая зона, образующаяся как за счет ультрабазитов, так и вмещающих их пород, имеет резкие очертания. В небольших залежах породы с реликтами серпентинита (зона 1) отсутствуют.

Промышленная асбестоносность связана с тальк-антофиллитовой и вермикулит-антофиллит-тальковой породами (зоны 3 и 4). В тальк-антофиллит-карбонатной породе (зона 2) она проявлена в меньшей степени, а при наличии реликтов серпентинита (зона 1) отсутствует вообще. Наиболее обогащены асбестом мелкие тела метаультрабазитов, зачастую целиком являющиеся рудными залежами, а также интенсивно деформированные краевые части крупных тел.

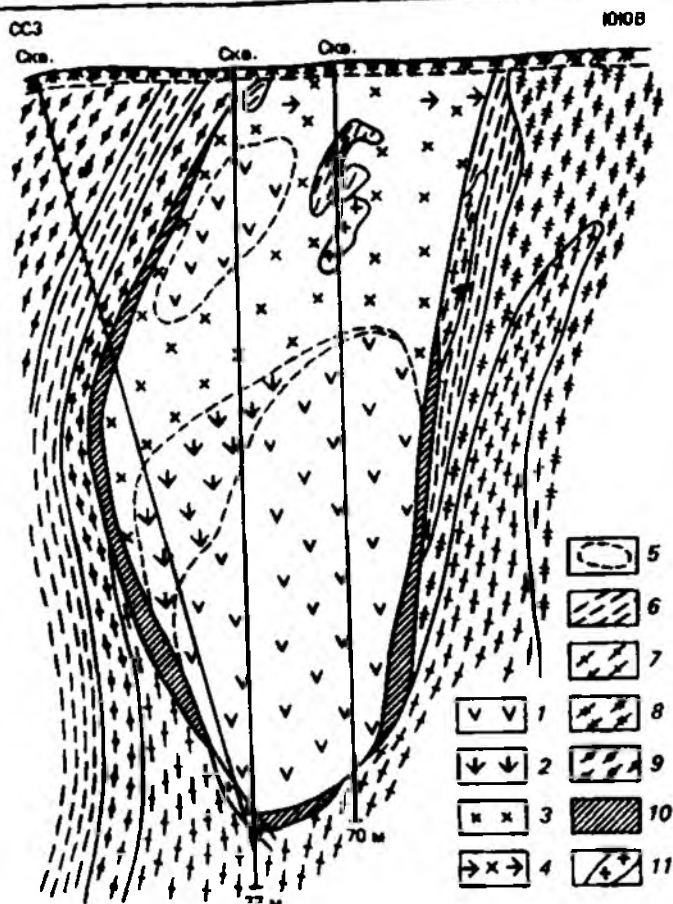
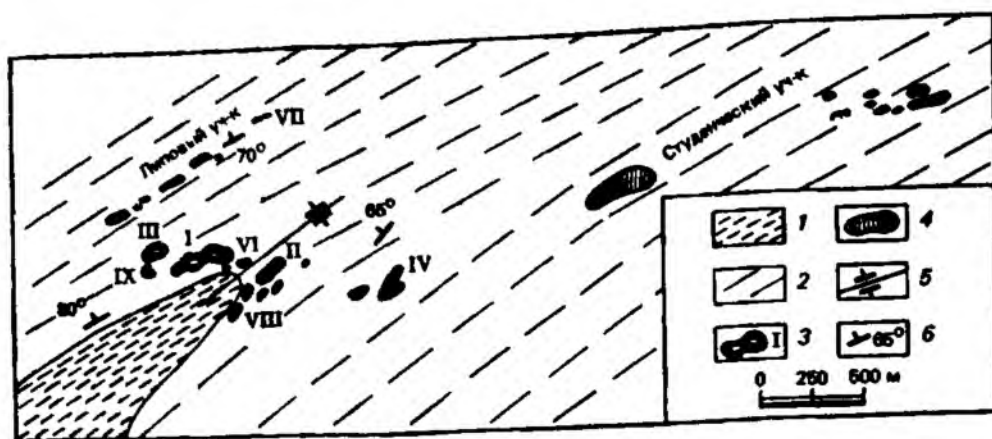


Рис. 35. Геологическая схема Бугетысайского месторождения антофиллит-асбеста и геологический разрез № 12 по залежи I (по А.Я. Хмара и Г.И. Бурд).

К карте: 1 — кандыкаринская свита: гранито- и аплитогнейсы с прослоями амфиболовых гнейсов и линзами кварцитов, биотитовых и гранато-двуслюдяных гнейсов; 2 — борлинская свита: гранатослюдяные гнейсы, кварциты и амфиболиты; 3 — тела асбестоносных ультрабазитов и их номера; 4 — тела слабо асбестизированных ультрабазитов; 5 — ось Бугетысайской антиклинали; 6 — элементы залегания.

К разрезу: 1 — тальк-антофиллит-карбонатные породы с реликтами серпентинита; 2 — те же породы без серпентинита; 3 — асбестоносные тальк-антофиллитовые и антофиллит-тальковые породы; 4 — те же породы, выветрелые и дезинтегрированные; 5 — границы между минеральными зонами; 6 — графитистые кварциты; 7 — биотитовые гнейсы; 8 — мусковитовые гнейсы; 9 — двуслюдяные гнейсы; 10 — тальк-вермикулитовая оторочка; 11 — пегматит

Асбест развивается преимущественно по антофиллиту, реже по тальку. Руды имеют крупнозвездчатую, звездчатую и иногда пучковую структуры. Крайне редко встречаются руды поперечно-волокнутого сложения. Наиболее длинное волокно фиксируется в крупнозвездчатых образованиях (радиус звездочек превышает 5 см). Содержание в рудах волокна класса +0,5 мм составляет 5,66–9,26%, класса +1,6 мм — 1,10–3,17%. По химическому составу антофиллит-асбест является высокомагнезиальным: атомное отношение Mg:Fe превышает 7.

В верхних частях залежей фиксируются сильно выветрелые руды. Наиболее изменены их карбонатсодержащие разновидности: до глубины нескольких метров карбонат (магнезит) в них выщелочен, горная масса дезинтегрирована, асбестовое волокно имеет пониженную прочность и повышенное водопоглощение.

В настоящее время на месторождении выявлено и разведано несколько десятков тел измененных ультрабазитов с промышленной антофиллит-асбестовой минерализацией. Оно является резервной базой асбестовой промышленности Казахстана.

По представлениям А.Я. Хмары и Г.И. Бурда, месторождение имеет метаморфогенную природу. Образование асбестоносных метаультрабазитов происходило в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма путем метасоматической переработки аподунитовых лизардитовых серпентинитов (помимо отмеченных в ядерных частях метаультрабазитовых тел многочисленных реликтовых агрегатов серпентинитов на месторождении выявлено тело лизардитовых серпентинитов мощностью 60 м). По петрохимическим данным эти серпентиниты относятся к дунит-гарцбургитовой формации — производной глубинной перидотитовой магмы. Исходные ультрабазитовые интрузивы в ходе динамометаморфизма расчленились на отдельные будины, приобретавшие уплощенные линзовидные формы и в периферических частях становившиеся наиболее благоприятными для фильтрации метаморфизирующих растворов.

Глава 6

Слюды

Слюды представляют группу сложных алюмосиликатов щелочных и щелочно-земельных металлов, обладающих рядом специфических особенностей. Все они кристаллизуются в моноклинной сингонии, обладают совершенной спайностью по пинакоиду {001}, что позволяет расщеплять их на тончайшие гибкие эластичные

пластинки; их окраска варьирует от бесцветной до зеленовато-коричневой, почти черной, плотность 2,7–3,1 г/см³; твердость 2–3. Несмотря на широкое распространение в природе различных слюд, в том числе биотита (магнезиально-железистая слюда), лепидолита, циннвальдита (литиевые слюды) и других, наибольшее промышленное значение имеют мусковит (калиево-алюминиевая слюда) и флогопит (калиево-магнезиальная слюда).

Мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ в качестве примесей содержит 1–4% Fe, 0,2–1,1% Mg, 0,1–0,7% Na, а также незначительные количества Mn, Rb, Cs, Li, Ba, Ca, W, Ti, V; его цвет в тонких пластинках — бесцветный и прозрачный, в толстых — зеленый, дымчатый, красноватый (так называемая “рубиновая” слюда). Мелкочешуйчатая разновидность мусковита — жильбертит (диаметр пластинок — первые миллиметры), а тонкочешуйчатая — серицит (диаметр пластинок — десятые и сотые доли миллиметров). Натровым аналогом мусковита является парагонит.

Флогопит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ окрашен в зеленовато-коричнево-янтарные (до черного) цвета, очень редко бесцветен. В качестве примесей в нем отмечают Na, Mn, Rb, Cs, Ba, Li.

Важнейшими свойствами мусковита и флогопита, определяющими их промышленное использование, помимо способности к расщеплению на тонкие, упругие и гибкие пластинки являются: 1) высокая механическая прочность (прочность на разрыв у мусковита 330–480 МПа, флогопита 220–480 МПа; сопротивление сжатию соответственно 420–530 и 200–260 МПа); 2) относительно высокая химическая стойкость, особенно у мусковита (под действием щелочей, соляной и серной кислот практически не разлагается); 3) термическая стойкость (жароупорность, т.е. способность сохранять при нагревании физические свойства, у мусковита достигает 500–600 °С, а у флогопита — 1000 °С); 4) высокая электрическая прочность, определяемая напряжением, при котором происходит пробой диэлектрика (при толщине пластинок 0,5 мм она составляет у мусковита 4,9 кВ, у флогопита — 4,6–6,1 кВ; она существенно понижается у мусковита при нагревании свыше 300 °С, у флогопита — свыше 400–700 °С); 5) небольшие диэлектрические потери, за меру которых принимают угол диэлектрических потерь (при напряжении 2000 В и частоте 50 Гц тангенс этого угла для мусковита составляет всего лишь 0,002–0,003, а для флогопита — 0,006–0,093); 6) высокое удельное объемное сопротивление в направлении, перпендикулярном к плоскости спайности, составляющее 10^{14} – 10^{15} Ом·см у мусковита и 10^{13} – 10^{14} Ом·см у флогопита (оно снижается вдвое при температуре свыше 250 °С и до 10^8 – 10^9 Ом·см при относительной влажности 90–100%).

Перечисленные свойства слюды снижаются при наличии природных дефектов ее кристаллов: волнистости и морщинистости, зажимистости (сплетение слоев, затрудняющих их расщепление), ельчатости (волнистость и трещиноватость в радиальных направлениях от центра кристалла к середине его граней), трещиноватости, пятнистости, обусловленной наличием различных минеральных включений между плоскостями спайности, задиристости (чешуйчатый характер поверхности раскола), клиновидности (постепенное утолщение кристалла к одной из граней), присутствия газожидких включений.

Помимо собственно слюд (мусковита и флогопита) большое промышленное значение имеет гидрослюда — вермикулит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3})_3 \cdot [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, характеризующийся переменными количествами Fe, Mg и Al; в нем может быть существенная примесь Ca, немного Mn и Ti, а также следы Na, K, F, Ni, Cr и Ba. Цвет бронзовый, желтовато-коричневый до темного, блеск яркий до перламутрового. Твердость минерала 2,1–2,8, плотность 2,5 г/см³. В промышленности к вермикулиту относят также промежуточные разновидности между биотитом и вермикулитом (гидробиотит), флогопитом и вермикулитом (гидрофлогопит).

Главным промышленным свойством вермикулита является его способность интенсивно вспучиваться при нагревании свыше 200 °С с увеличением объема в 8–12 раз (предельно в 30 раз); этот процесс, сопровождаемый дегидратацией минерала, заканчивается при температурах 800–1000 °С. Вспученный вермикулит является прекрасным тепло- и звукоизолятором, неплохим огнеупором, химически стоек и обладает малой плотностью. Имея в виду его термальную обработку вблизи места потребления, вермикулит чрезвычайно выгодно транспортировать в сыром виде.

Кристаллы слюды (мусковита и флогопита), отделенные от горной массы, с размерами пластин в плоскости спайности не менее 4 см², называются забойным сырцом. Его количество определяет запасы месторождения. На горных предприятиях в результате очистки забойного сырца от поверхностных загрязнений получают так называемый промышленный сырец — кристаллы произвольного контура любой толщины (но не менее 0,1 см), имеющие с каждой стороны полезную (бездефектную) площадь не менее 3 см². Выход промышленного сырца от забойного обычно составляет 30–50%

По общей площади промышленный сырец подразделяют на следующие размеры: “Р.100” (100 см² и более), “Р.50” (от 50 до 100 см²), “Р.25” (от 25 до 50 см²) и “Р.4” (от 4 до 25 см²). Помимо этого промышленный сырец по степени волнистости и легкости

расслоения разделяется на два сорта: первый — кристаллы пластинчатого строения, пригодные для производства радиодеталей и других ответственных изделий, второй — остальные кристаллы, используемые в основном для производства шипаной слюды. Из первосортной крупноразмерной слюды ("Р.100" + "Р.50") получают телевизионные (ТП), часть конденсаторных (КП) подборок и подборки для обрезных пластин. Выход ТП от исходного забойного сырья в среднем не превышает 0,02–0,2%, а выход КП — 2–5%.

Слюда, которую перед употреблением раскалывают на пластины или подвергают шипке, принято называть листовой (sheet mica). Мелкая слюда как отходы производства листовой слюды называется скрапом (ground mica). Кроме того, чешуйки мелкой слюды могут являться предметом самостоятельной либо попутной (например, с металлами) добычи. Фабрикатами листовой слюды являются так называемые подборки (пластины произвольной формы толщиной 100–400 мкм), обрезная слюда (прямоугольные пластины толщиной 5–650 мкм), шипаная слюда (пластины произвольной формы толщиной 5–45 мкм) и фасонные изделия (различной формы штампованные детали толщиной 50–100 мкм). Рудничный и фабричный скрап переводят в дробленую (диаметр частиц 160–15000 мкм) и молотую (диаметр частиц до 315 мкм) слюду.

Основными потребителями листовой слюды являются электропромышленность, радио- и телетехника, электроника и др. (85–90%). Это всевозможные электро- и теплоизолирующие прокладки в различных электронных приборах, крепежные детали, диэлектрические основы телевизионных трубок, вакуумных и полупроводниковых приборов, элементы в электростатических запоминающих устройствах ЭВМ и др. В меньшем количестве (около 10%) она используется в качестве вставок в окна плавильных печей, бытовых приборов, в очках. Тонкие листочки шипаной слюды склеиваются между собой с помощью изолирующего клея и используются как более дешевый изолятор (так называемые миканиты: микафолии, микаленты, микалексы, слюдопласты).

Товарный скрап, дробленая, молотая слюда и чешуйки применяются для производства слюдинита и слюдопласта как заменителей миканитов, а также для изготовления огнестойких материалов, точильных камней, красок, смазок, в производстве обоев, цемента, пластмасс, рубероида и кабелей, как наполнитель в резине, в качестве инертных наполнителей буровых и цементных растворов и др.

Вспученный вермикулит широко используется в строительстве как наполнитель звуко- и теплоизоляционных штукатурок и легких бетонов. Его фильтрующие и сорбционные свойства находят

применение для очистки промышленных вод и улавливания газов. В измельченном виде вспученный вермикулит является хорошим наполнителем кислотостойких масс, огнеупорного картона и бумаги, пластмасс, резины, красок и лаков, удобрений и ядохимикатов. Он добавляется в почву для улучшения ее структуры и аэрационных свойств.

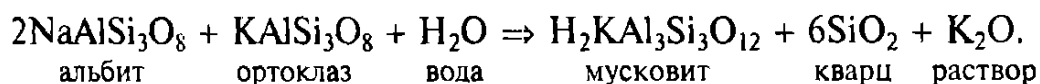
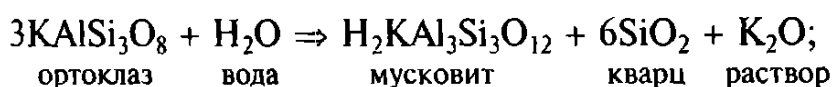
Максимум мирового производства слюдяной продукции (363 тыс. т) пришелся на 1990 г. Основная причина последовавшего затем спада — развал СССР, являвшегося мировым лидером по производству слюды. Около 90% мирового производства слюды приходится на мусковит и только около 10% — на флогопит. Основная часть слюдяной продукции, производимой в мире, представлена дезинтегрированной слюдой и только очень небольшое количество — высококачественными листовыми полуфабрикатами, производимыми главным образом в Индии, а также в Бразилии, Аргентине, Малагасийской Республике (мусковит); листовый флогопит получают в Канаде и Малагасийской Республике. Крупнейшим мировым производителем скрапа и чешуйки являются США (порядка 125 тыс. т в год). В России добыча листовой слюды и скрапа производится в Мамско-Чуйском, Гута-Бирюсинском и Карело-Кольском районах (мусковит), Ковдорском и Алданских месторождениях (флогопит). Острый дефицит в природной листовой слюде привел к промышленному синтезу преимущественно фтор-флогопита в отдельных странах.

Мировая добыча вермикулита находится на уровне 500 тыс. т. Основные производители — ЮАР и США, на которые приходится более 80% мировой добычи. Остальная часть приходится на долю Бразилии, Аргентины, Индии, Кении, Египта и других стран.

Как мусковит, так и флогопит являются продуктами эндогенных процессов, характеризующихся высокими температурами, большими давлениями и различными химическими средами. В обстановке высокой активности глинозема происходило образование мусковита, а в условиях высокой активности магния и железа — флогопита и биотита. При кристаллизации различных магматических пород образуются обычно мелкочешуйчатые слюды. В настоящее время среди такого рода образований промышленное значение имеют лишь мелкочешуйчатый мусковит в телах аляскитовых гранитов: его содержание здесь может достигать 15% и более. Помимо этого важными промышленными источниками мелкочешуйчатого мусковита являются слюдистые сланцы, образующиеся при региональном метаморфизме амфиболитовой фации, а также некоторые глины, в которых накапливается мусковит, сравнительно устойчивый при выветривании.

Крупнокристаллический листовый мусковит формируется исключительно в составе тел гранитных пегматитов, развитых в полях метаморфических докембрийских толщ амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Среди этих пегматитов, как плагиоклазовых, так и плагиоклаз-микроклиновых, выделяются тела в толщах биотитовых, гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых парагнейсов и сланцев часто без видимой связи с гранитными интрузиями и тела альбитизированных редкометалльных пегматитов в контактовых ореолах гранитных интрузий.

Образование крупных кристаллов мусковита в пегматите одни исследователи связывают с поздними стадиями раскристаллизации магматического расплава при участии летучих и водных компонентов, другие полагают, что такие кристаллы являются продуктом воздействия постмагматических пневматолитогидротермальных флюидов, метаморфизовавших пегматиты с разрушением полевых шпатов и появлением так называемого кварц-мусковитового комплекса. Развитие такого комплекса за счет гидролиза полевых шпатов может, в частности, соответствовать следующим реакциям:



Помимо чешуйчатых слюд в слюдоносных пегматитах выделяют три разновидности крупнокристаллического мусковита: 1) пегматоидную, представленную крупными (до 1,5 м) клиновидными, пластинчатыми, толстотаблитчатыми, часто ельчатыми кристаллами по периферии кварцевого ядра зональных плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых пегматитов и являющуюся (пластинчатые кристаллы) главным источником крупной первосортной листовой слюды; 2) как продукт замещения полевых шпатов, находящуюся в тесной ассоциации с кварцем (в объемном соотношении примерно 1 : 1) и представленную ровными, пластинчатыми и столбчатыми, хорошо ограненными бездефектными сравнительно некрупными (в поперечнике до 10–15 см) кристаллами; 3) так называемую “трещинную” слюду в виде пластин разной величины, образующуюся, вероятно, по биотиту и имеющую чаще невысокое качество. Как правило, эти разновидности не встречаются обособленно, а сопровождают друг друга в различных сочетаниях.

Скопления крупнокристаллического флогопита устанавливаются в составе последокембрийских карбонатитовых комплексов —

сложных магматогенно-метасоматических образований ультраосновных-щелочных пород, а также среди докембрийских метаморфических (скарновых?) высокомагнезиальных пород, интродуцированных гранитоидами.

Формирование промышленной флогопитовой минерализации, связанной с массивами ультраосновных-щелочных пород, как полагают, происходило в третий этап становления этих массивов путем инфильтрационного (?) замещения ранних (первый этап) ультрабазитовых пород — измененных оливинитов ядра и окружающих его магматических метасоматитов — флогопитоносных (с мелким флогопитом) пироксеновых пород — продуктов замещения ультрабазитов при внедрении щелочных магм второго этапа. Щелочные дайки и карбонатитовые тела массивов, фиксирующие поздние этапы их становления, накладываются на крупнокристаллическую флогопитовую минерализацию.

Образование флогопитовой минерализации среди докембрийских метаморфических высокомагнезиальных пород, интродуцированных гранитоидами, понимается по-разному. В общем случае полагают, что разнообразные диопсидовые породы, широко представленные на этих месторождениях, образовались за счет магнезиальных осадочных пород (доломитов, мергелистых известняков) в ходе регионального либо контактового метаморфизма. В последующем за счет перекристаллизации этих пород, содержащих мелкие кристаллы флогопита, появляется промышленная крупнокристаллическая минерализация. Постоянно наблюдаемый парагенезис флогопита с диопсидом, кальцитом, скаполитом, апатитом и другими минералами позволяет относить такие месторождения к группе скарновых.

Вермикулит образуется в результате гипергенной гидратации флогопита и биотита при формировании коры выветривания. Его промышленные скопления могут возникать как за счет промышленных залежей флогопита, преимущественно связанных с карбонатитовыми комплексами, так и за счет слюдистых гнейс-амфиболовых и гнейсосланцевых комплексов.

Мировые геолого-промышленные типы месторождений слюд представлены ниже.

1. Штокообразные, дайковые, линзовидные и пластовые тела аляскитовых гранитов с рассеянной мелкочешуйчатой мусковитовой минерализацией; значительные размеры этих тел (первые километры) и их близповерхностное залегание позволяют вести разработку открытым способом (месторождение Спрус Пайн в США и др.).

2. Согласные пластовые и четковидные залежи, секущие трубообразные, жильные и неправильной формы тела мусковитоносных плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых гранитных пегматитов, обычно зональные, в древних высокометаморфизованных толщах, имеющие размеры по удлинению до сотен—первых тысяч метров, по мощности в метры—десятки метров и несущие неравномерную минерализацию крупнокристаллического мусковита; они являются также промышленным источником полевого шпата и кварца, иногда редких металлов, некоторых драгоценных и поделочных камней (месторождения Мамско-Чуйской и Карело-Кольской провинций в России, Бихар, Раджастан и Андра-Прадеш в Индии, месторождения Бразилии, Зимбабве и других стран).

3. Линзы, трубы, гнезда, жилы, неправильной формы метасоматические залежи крупнокристаллического флогопита в ассоциации с оливином, диопсидом, магнетитом, кальцитом и другими минералами в карбонатитовых комплексах ультраосновных-щелочных пород; размер залежей десятки—сотни метров; наряду с флогопитом они могут быть источником апатита, магнетита, бадделеита, а также вермикулита и других видов минерального сырья (месторождения Ковдор, Гулинское, Маган и другие в России, Лулекоп в ЮАР, Якупиранга в Бразилии, месторождения Канады, Малагасийской Республики и других стран).

4. Жилы, линзовидные, пластообразные, гнездовые, столбообразные, седловидные и другие залежи крупнокристаллического флогопита в ассоциации с диопсидом, кальцитом, апатитом, шпинелью и другими минералами среди диопсидовых, кварц-диопсидовых, скаполит-диопсидовых пород, пироксен-роговообманковых сланцев, доломитов, кальцифиров в составе древних высокометаморфизованных гранитогнейсовых комплексов; протяженность залежей десятки—первые сотни метров, мощность метры—десятки метров; в отдельных случаях помимо флогопита промышленный интерес приобретает апатит (месторождения Алданской слюдоносной провинции в России, Памирской — в Таджикистане, ряд месторождений Канады и др.).

5. Пластовые, линзовидные, жило-, гнездо- и штокообразные залежи вермикулита, залегающие в корях выветривания массивов ультраосновных (пироксенитовых) и ультраосновных-щелочных пород, развивающиеся за счет непромышленных скоплений биотита и промышленной флогопитовой минерализации (месторождения Либби в США, Лулекоп в ЮАР, Ковдор в России и др.).

Помимо этого значительная часть добычи мелкочешуйчатого мусковита в нашей стране принадлежит грейзеновым месторождениям, где он является попутным компонентом редкометаллических руд.

Месторождение мелкочешуйчатого мусковита Спрус Пайн (США)

В штате Северная Каролина добывается 60% всей слюды США. Одним из главных ее поставщиков является месторождение Спрус Пайн, расположенное в горах Блу Ридж к северо-востоку от Ашвилла.

Район месторождения сложен слюдистыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами, а также подчиненными доломитовыми мраморами предположительно докембрийского возраста. Все эти породы рассечены небольшими палеозойскими телами дунитов, аляскитов и пегматитов. Более молодые (триасовые?) образования представлены базальтовыми силлами и диабзовыми дайками.

Промышленно интересными являются многочисленные тела аляскитов размерами около $3 \times 1,5$ км (в плане). Порода состоит из олигоклаза (40%), кварца (25%), обычно пертитового микроклина (20%) и мусковита (15%). Акцессорные минералы не превышают 5% и представлены биотитом, апатитом, гранатом, эпидотом и пиритом. Средний размер зерен составляет 1–1,5 см, причем наблюдается постепенный переход от крупногрукристаллических и пегматоидных структур в центральных частях тел к средне- и мелкокристаллическим в их эндоконтактах. Краевые части аляскитовых тел, как правило, обнаруживают ксенолиты вмещающих гнейсов и сланцев; в зоне экзоконтакта в свою очередь среди этих пород отмечаются согласные пластовые тела аляскитов и пегматитовых аляскитов мощностью до 30 м.

Аляскиты, более устойчивые к выветриванию по сравнению с окружающими метаморфическими породами, образуют положительные формы рельефа. В то же время они участками могут быть интенсивно каолинизированы до глубины 15–17 м (в единичных случаях до 30 м и более). Все это существенно облегчает проведение открытых горно-добывающих работ без использования какой-либо дорогостоящей техники.

Крепкие невыветрелые аляскиты после дробления разделяются на мусковитовый, полевошпатовый и кварцевый концентраты. Каолинизированные аляскиты, представляющие рыхлую массу каолинита с резко подчиненным галлуазитом, зернами частично измененного плагиоклаза и пертитового микроклина, а также зернами кварца и чешуйками мусковита, отмучиваются в воде с получением каолина и побочных продуктов — кварца и слюды.

Запасы мелкочешуйчатого мусковита на месторождении, оцененные до глубины около 15 м (50 футов), составляют 50 млн т, а полевого шпата — 200 млн т. Ежегодная добыча каолина находится на уровне 15 тыс. т. Основная масса мелкочешуйчатого мусковита,

получаемого на месторождении Спрус Пайн, используется в качестве инертных наполнителей промывочных жидкостей при бурении скважин.

Мусковитовые месторождения Индии

Индия является лидирующей страной в мире по добыче листовой слюды (мусковита). Она дает большую часть этого сырья, поступающего на мировой рынок. Месторождения мусковита сосредоточены в трех главных рудных районах (рис. 36): Бихар

(около 60% национальной добычи), Андхра-Прадеш (около 25%) и Раджастан (более 12%). За исключением небольшого количества флогопита, добываемого в районе Андхра-Прадеш, здесь получают исключительно мусковит, который по цвету разделяют на рубиновую и зеленую разновидности. Первая предпочтительнее для использования в электротехнической промышленности, вторая — в оптической.



Рис. 36. Районы распространения слюдоносных пегматитов Индии (по Р.Л. Бейтсу)

Геологическая позиция месторождений в указанных районах идентична: все они представляют собой пегматитовые тела, ассоциирующие с гранитами, прорывающими архейские гнейсы и кристаллические сланцы Индийского щита. Из общего числа нескольких тысяч известных пегматитовых тел лишь около 2% являются промышленно слюдоносными. Слюдоносные пегматитовые тела различаются по форме, условиям залегания, размерам. Наиболее крупные из них характеризуются пластообразной или линзовидной формой при мощности до 30 м и более. Крупные тела, как правило, зональны: центральное кварцевое ядро окружено агрегатом полевого шпата и слюды.

Рудный район Бихар находится в северо-восточной части страны к северо-западу от Калькутты. Он представляет слюдоносный пояс шириной 25–30 км, вытянутый в субширотном направлении

на 120 км. Пояс сложен слюдяными сланцами, переходящими в слюдяные гнейсы, кальциево-силикатными гранулитами, слюdistыми кварцитами и конгломератами. Встречаются также роговообманковые и кварцевые сланцы. Все эти породы прорваны гранитами и телами пегматитов.

Тела слюдоносных пегматитов залегают среди слюдяных сланцев и слюdistых кварцитов; обычно это линзовидные и жиллообразные залежи, параллельные слоистости вмещающих пород субширотного направления. Преобладают тела мощностью 3–5 м, длиной по простиранию до 100–120 м. Падение самое разнообразное: наблюдаются почти горизонтальные залежи, крутопадающие и вертикальные. Многие из крупных пегматитовых тел обнаруживают зональность и дают обильную слюду высокого качества. Пегматиты, залегающие в гранитах и роговообманковых сланцах, не содержат промышленного мусковита.

Пегматиты состоят из кварца и плагиоклаза, содержат также микроклин и биотит, турмалин, апатит, гранат, редко берилл. В единичных случаях устанавливаются танталониобаты. Мусковит в пегматите встречается в виде пачек средним размером по наибольшему измерению 15–30 см и толщиной 8–10 см; единичные пачки могут достигать 1 м, тяготея обычно к краевым частям (либо к одной из них) пегматитовой залежи. По простиранию пегматитового тела зоны ослюденения прослеживаются прерывисто без какой-либо закономерности. Слюду иногда можно встретить во вмещающих породах вблизи пегматитового тела либо в ксенолитах этих пород внутри него.

Продуктивность большинства разрабатываемых пегматитовых тел составляет около 180 кг рубиновой слюды-сырца на 1 м³ жильной массы.

Рудный район Раджастан находится в северо-западной Индии к юго-западу от Нью-Дели. Здесь пегматитовый пояс шириной около 100 км вытянут более чем на 300 км от Джайпура на северо-востоке до Удайпура на юго-западе. Вмещающие пегматитовые тела породы те же, что и в районе Бихар; дополнительно к кристаллическим сланцам, гнейсам, гранулитам, кварцитами и конгломератам здесь появляются доломиты, кальциево-силикатные породы и амфиболиты. Среди мусковитоносных пегматитовых тел преобладают пологопогружающиеся согласные линзы, нередко осложненные раздувами и расщеплениями. Отдельные тела характеризуются однородным строением, другие обнаруживают зональность. Последние нередко содержат берилл, локализующийся по периферии кварцевого ядра.

Распределение мусковита в пегматитах — аналогичное описанному для района Бихар, однако большая часть добываемой здесь слюды — с темными пятнами; она также рубиновая, но указанная пятнистость, трещиноватость и изогнутость снижают качество получаемого сырья. В наиболее крупных пегматитовых телах близ Джайпура найдено много больших пластин рубиновой слюды, но, как правило, сильно трещиноватых. Однако зеленая слюда здесь высокого качества. Хорошее качество слюды свойственно также месторождениям вблизи Кишангарха.

Рудный район Андхра-Прадеш, расположенный к северу от Мадраса, включает знаменитый слюдоносный пегматитовый пояс Неллор, имеющий серповидную форму длиной около 100 и шириной 12–15 км. Вмещающими пегматитовые тела породами являются слюдяные, биотитовые, роговообманковые и хлоритовые сланцы, простирающиеся в меридиональном и северо-западном направлениях. Большинство слюдоносных пегматитов находится среди биотитовых сланцев, реже — среди амфиболовых и в единичных случаях — в кварцево-слюдяных, полевошпат-биотитовых и хлоритовых сланцах. Пегматитовые тела представлены согласными с вмещающими их породами жилами и линзами. Простирание их север-северо-западное и север-северо-восточное, падение близкое к вертикальному на восток или запад; горизонтальные или пологопадающие тела, как правило, отсутствуют. Длина промышленных слюдоносных пегматитовых тел колеблется от десятков до первых сотен метров, мощность — от 1–2 до 15 м; иногда встречаются раздувы до 60 м. Пегматиты обычно имеют центральное кварцевое ядро округлой, овальной или неправильной формы в плане, окруженное кварц-полевошпатовой породой, содержащей пачки слюды. В крупных телах размер кварцевого ядра в поперечнике может превышать 30 м.

Соотношения главных минералов в пегматитах — кварца, альбита, ортоклаза, микроклин-пертита и мусковита — могут меняться. В продуктивных телах содержание альбита и микроклин-пертита выше, чем ортоклаза и микроклина. Нередко широко распространен биотит. Гранат, турмалин, апатит и берилл — обычные акцессории. Среди редких минералов встречаются ильменит, магнетит, колумбит-танталит, рубеллит, автомолит, алланит и цитролит. Зафиксированы единичные находки самарскита.

Мусковит образует в пегматитах пачки размером в поперечнике 15–30 см и толщиной около 15 см. В исключительных случаях встречаются пачки размером в поперечнике до 1,5 м. Мусковит пояса Неллор светло- и палево-зеленый. Известны и месторождения рубиновой слюды, а также переходной между зеленой и светло-руби-

новой, называемой “медовой”. В целом слюда пояса Неллор обычно пятнистая. Чистые разновидности встречаются редко.

Распределение промышленной слюды в пегматитах крайне неравномерное. Обычно она сосредоточена возле лежащего или висячего бока тела, однако известны случаи ее нахождения в центре пегматитовых тел. Там, где есть центральное кварцевое ядро, отмечается концентрация слюды по его границам среди полевошпатовой оболочки.

В верхней части коры выветривания слюда с пятнами железистых включений и мягкая; ниже ее качество улучшается.

Геологи, изучавшие слюдяные месторождения Индии (Д.А. Дунни, С. Кришнасами, В.С. Рой и др.), образование пегматитов связывают с гранитной магмой, интродуцировавшей в дислоцированные докембрийские толщи и давшей начало различного типа гнейсам. Вслед за гранитной интрузией в сланцы по плоскостям рассланцевания проникали остаточные магматические растворы с образованием кварцевых жил и пегматитов. Растворы содержали большое количество летучих, в том числе воды, лития, бора, фтора и бериллия; проходя сквозь граниты, они обогащались калием и кремнием, а за счет сланцев — натрием. Изменение состава растворов происходило и во время отложения составляющих их компонентов. Отложение и кристаллизация мусковита из растворов определялись в первую очередь соотношением в них калия, натрия и алюминия. Крупная слюда кристаллизовалась на ранней стадии формирования пегматитов, когда растворы были обогащены калием; позднее, после образования пегматитов, обогащенные натрием растворы мигрировали вдоль трещин и отлагали мелкую слюду в участках, где они локально обогащались калием.

Мамско-Чуйские месторождения мусковита

Эти месторождения связаны с гигантским поясом докембрийских кристаллических гнейсов и сланцев, окаймляющих Иркутский амфитеатр. Они сосредоточены в полосе шириной около 20 км и длиной до 150 км на севере Иркутской области от верховьев р. Большой Патом (на северо-востоке) до излучины р. Чун (на юго-западе). Эта полоса флишеидного чередования разнообразных верхнепротерозойских кристаллических пород, вмещающих тела мусковитоносных пегматитов, зажата между массивами гранитогнейсов, гранитов и мигматитов: Чуйским на северо-западе и Верхнемамским на юго-востоке. Помимо пегматитов в пределах рассматриваемой полосы широко проявлены дайки гранит-аплитов и аплитов.

Среди вмещающих пегматиты пород наиболее часто встречаются кварциты, биотитовые, гранат-слюдяные, кианит-гранат-слюдяные плагиогнейсы и сланцы, известково-силикатные кристаллические породы, скаполитовые и графитовые сланцы, реже появляются мраморы. Все эти породы смяты в многочисленные брахиформные и линейные складки общего северо-восточного направления, иногда опрокинутые. В северо-западной части полосы широко развиты флексурообразные изгибы и многочисленные разломы типа сдвигов, а в ее центральной части — несколько крупных мигматитовых куполов, вытянутых на северо-восток и сложенных мигматитами и гранитогнейсами.

Пегматитовые тела обычно располагаются в складках, оси которых совпадают с генеральным северо-восточным простираем пород; как правило, они сложены плагиоклазовыми пегматитами, связанными с наиболее древними гранитоидами. В поперечных флексурообразных изгибах, более поздних по отношению к основной складчатости, чаще локализуются тела плагиоклаз-микроклиновых пегматитов, формирование которых происходило позднее плагиоклазовых. Морфология как тех, так и других пегматитовых тел разнообразна (рис. 37): это всевозможные согласные и секущие жилы, линзы, штоки, неправильные тела, разме-

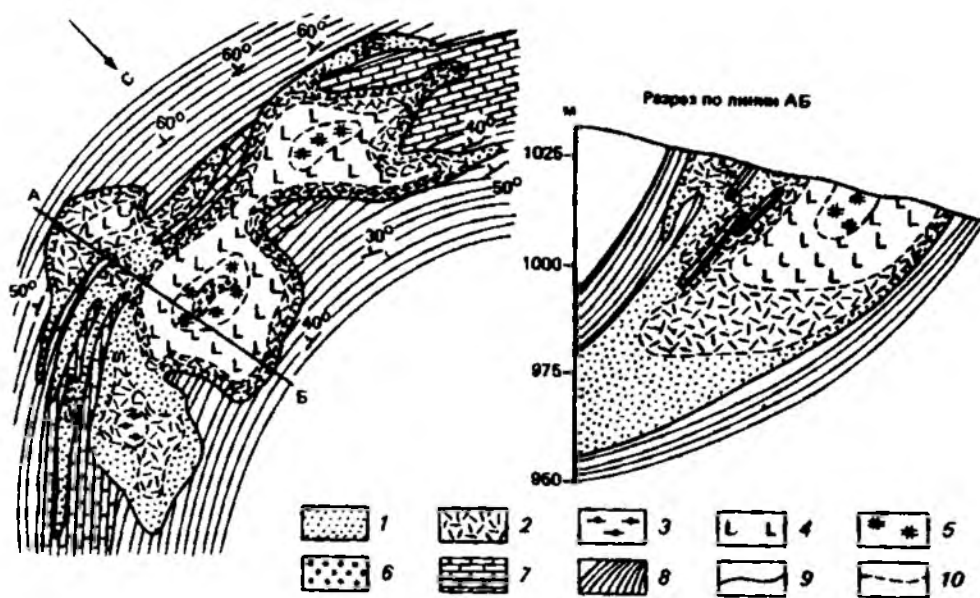


Рис. 37. Схема геологического строения пегматитовой жилы 7 месторождения Луговка (по А.Г. Бушуеву и О.В. Казадаевой):

1 — пегматит мелкозернистый гранитовидный; 2 — пегматит крупнозернистый; 3 — блоковый плагиоклаз; 4 — пегматит графической структуры; 5 — блоковый микроклин; 6 — кварцевое ядро; 7 — известково-силикатные кристаллические породы (скарноиды); 8 — биотитовые гнейсы; 9 — контакты пегматитового тела; 10 — границы минеральных зон

ры которых могут достигать в длину сотен метров при мощности в метры—десятки метров. С апикальными частями крупных мигматитовых куполов связаны тела гигантомигматитов (по терминологии Н.В. Петровской) неправильной формы, приближающейся к седловидной, и обнаруживающие параллельно-полосчатое и линзовидно-ячеистое внутреннее строение, осложненное многочисленными останцами вмещающих метаморфических пород; размер этих сложных тел по удлинению может достигать нескольких километров.

Отдельные тела пегматитов могут быть однородными, но чаще встречаются сложные зональные образования, выполненные пегматитами с различными количественными соотношениями слагающих минералов и текстурно-структурными характеристиками.

Минеральный состав слюдоносных пегматитов включает плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин), микроклин-пертит, кварц, биотит и мусковит. В резко подчиненном количестве присутствуют апатит, турмалин, гранат, магнетит, гематит, ортит, дистен. По соотношению плагиоклаза и микроклина выделяют плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые пегматиты.

Распределение мусковита в пегматитах крайне неравномерное, а размеры и качество его кристаллов различные. В пегматитах блоковой (пегматоидной) структуры обычен крупнокристаллический мусковит-I с размерами кристаллов по диаметру пластин от десятков сантиметров до 1–1,5 м. Такие кристаллы практически всегда обнаруживают ельчатость, зональность, ленточную трещиноватость и другие дефекты.

По границам зон в пегматитовом теле либо в виде отдельных гнезд появляется мусковит-II, принадлежащий к так называемому кварц-мусковитовому комплексу. Его кристаллы пластинчатой и столбчатой формы сравнительно невелики (до 15–20 см), однако они обладают высоким качеством и поэтому являются наиболее ценным промышленным сырьем. Наконец, иногда выделяется еще одна разновидность — мусковит-III, или так называемая трещинная слюда, образующаяся по биотиту и характеризующаяся невысоким качеством.

Содержание забойного сырца в участках, обогащенных мусковитом-I, достигает 100–300 кг/м³, а мусковитом-II — 5–30 кг/м³. Промышленная значимость мусковитоносных пегматитов существенно повышается, если принять во внимание, что постоянно содержащийся в них полевоишпат является ценнейшим и весьма дефицитным керамическим сырьем.

По существующим представлениям Г.Г. Родионова, Б.М. Роненсона и других, Мамско-Чуйский слюдоносный район находится в

пределах протерозойской мпогеосинклинали, выполненной терригенными осадками флишевого типа. Эти толщи осадочных пород в период замыкания геосинклинали были смяты в линейные складки северо-восточного направления и подвержены региональному метаморфизму кинанитового типа. Синорогенный гранитоидный магматизм в первую фазу обусловил образование плагиоклазовых гранитов и сопровождающих их слюдоносных плагиопегматитов, а во вторую, позднеорогенную, — более поздних плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов. По данным Ю.М. Соколова, А.В. Спиридонова и других, слабо мусковитоносные плагиоклазовые пегматиты датируются в 1900 млн лет, а плагиоклаз-полевошпатовые пегматиты, содержащие основную промышленную мусковитизацию, — в 800 млн лет.

Несмотря на дискуссионность проблемы генезиса мусковитоносных пегматитов района, господствующими являются представления о том, что преобладающая их часть является магматическими инъекционными телами, измененными как аллометасоматическими, так и (реже) автометасоматическими процессами постмагматических этапов. Кристаллизация магматических пегматитов происходила из остаточных расплавов, близких к эвтектике, при температурах 650–700 °С и давлении 7–8 кбар. Постмагматическое преобразование пегматитов происходило при температурах 500–370 °С и давлениях 5–2 кбар под воздействием богатых углекислотой растворов (Б.М. Шмакин).

Алданские месторождения флогопита

Многочисленные (более 100) месторождения флогопита, расположенные в верховьях р. Алдан и ее правых притоков Тимптон, Куранах, Чуга и Учур (Южная Якутия), объединяются в крупнейшую Алданскую флогопитоносную провинцию. Все месторождения этой провинции сложены интенсивно дислоцированными архейскими метаморфическими породами, гранитами и метасоматитами того же возраста. На некоторых из них пенепленизированный докембрийский комплекс пород перекрыт субгоризонтально залегающими кембрийскими доломитами и в редких случаях прорван мезозойскими интрузиями.

Наиболее широко распространенные метаморфические породы представлены разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами различных фаций глубинности биотит-гранатового, биотитового, гиперстенового, биотит-амфиболового, пироксен-амфиболового, двупироксенового составов, отличающихся по своей кислотности и железистости. Им свойственны грубополосчатые,

сланцеватые, реже массивные текстуры. Меньшим развитием пользуются доломитовые и кальцитовые мраморы, а также форстеритовые, диопсид-флогопитовые и другие кальцифиры, широко представленные, однако, на отдельных месторождениях.

Среди архейских изверженных пород преобладают согласные и секущие тела аляскитов, их субшелочные фации — диопсидовые граниты, а также плагиоклазовые и калишпатовые гранит-пегматиты. Меньшим развитием пользуются наиболее ранние небольшие тела плагиогранитов.

Взаимодействие гранитоидов и метаморфических архейских пород различного состава обусловило широкое развитие гранитизации с образованием различных мигматитов и гранитогнейсов, магматических и постмагматических метасоматитов, представленных пластообразными залежами и линзами магнезиальных (шпинель-пироксеновых, пироксеновых, флогопит-пироксеновых, пироксен-паргаситовых и др.) и редко известковых (пироксен-гранатовых и гранат-волластонитовых) скарнов. Магнезиальные скарны и сопровождающие их околоскарновые породы (пироксен-скаполитовые, пироксен-полевошпатовые, кальцифиры) локализуются в контактах магнезиальных (доломитовые мраморы) и алюмосиликатных (гнейсы, кристаллические сланцы, граниты, пегматиты) пород, развиваясь по обеим из них.

Весь архейский комплекс пород интенсивно дислоцирован с образованием системы складок северо-западного направления, осложненных крупными куполовидными структурами и многочисленными разрывными нарушениями.

Промышленная флогопитовая минерализация находится среди высокомагнезиальных диопсидовых сланцев, шпинель-паргаситовых, скаполит-диопсидовых пород и др. Она проявляется в виде крупных минерализованных зон либо отдельных жил.

Минерализованные зоны — линзовидные, пластообразные, седловидные и другой формы метасоматические, существенно диопсидовые залежи; их средняя протяженность около 70 м, а мощность около 8 м. Распределение в них флогопита неравномерное, обычно гнездовое, с размерами последних от долей до 3–4 м в поперечнике. Флогопит темно-бурый, образует кристаллы пластинчатой и короткопризматической формы максимальной величины в 40–60 см. В ассоциации с ним находятся диопсид, паргасит, скаполит, кальцит и апатит, реже плагиоклаз, магнетит и форстерит.

Флогопитовые жилы встречаются реже, залегая в различных метаморфических и метасоматических породах. Их обычные размеры: длина 2–4 м, мощность 0,2–0,3 м. Иногда они группируются в серию так называемых лестничных жил, локализованных в

пределах единого благоприятного горизонта по системе параллельных поперечных или диагональных трещин; флогопит в них тяготеет к зальбандам, окружая кальцит-скаполитовую центральную часть. Известны единичные крупные жилы, находящиеся в алюмосиликатных породах, длиной до 150 м при мощности в 3–5 м; они, как правило, имеют симметрично-зональное строение: центральная часть сложена флогопит-диопсидовым и паргасит-диопсидовым агрегатом, находящимся в окружении диопсид-скаполитовой и диопсид-плагиоклазовой массы.

Флогопит Алданских месторождений маложелезистый, с высокими электроизоляционными свойствами. Для пластово-гнездового типа минерализации выход промышленного сырца составляет десятки, а для жильного типа — сотни килограммов в 1 м³.

Многолетняя продолжающаяся дискуссия относительно образования флогопитовых месторождений Алдана сводится к генезису флогопитоносных диопсидовых пород, вмещающих и образующих рудные залежи. Существует три группы взглядов на возникновение этих пород: в результате регионального метаморфизма гранулитовой фации кремнисто-карбонатных осадочных пород (диопсидовые сланцы — скарноиды), как продукт реакционного взаимодействия доломитовых мраморов и силикатного вещества в ходе мигматизации метаморфических пород в условиях амфиболитовой фации (существенно диопсидовые скарны), как естественные члены в ряду постмагматических метасоматитов (диопсидовые скарны). О возможной гетерогенности всех этих указанных в скобках и реально существующих групп диопсидовых пород свидетельствуют результаты термобарогеохимических исследований (А.В. Громов, Ф.Л. Филиппин): пласты диопсидовых сланцев формировались при температуре 820–900 °С, давлении 500–730 МПа; диопсид-флогопитовые сланцы магматического этапа кристаллизовались при температуре 700–830 °С и давлении 400–680 МПа; температура образования диопсида из флогопитоносных метасоматитов составляет 500 °С, давление 350–400 МПа. Слабощелочные и существенно кальциевые минералообразующие флюиды при формировании диопсидовых сланцев были фтор-хлор-бикарбонатными, скарнов — хлоридно-бикарбонатными и флогопитоносных метасоматитов — бикарбонатно-сульфатными.

Ковдорское месторождение флогопита и вермикулита

Расположенный в юго-западной части Кольского полуострова Ковдорский массив щелочных-ультраосновных пород является чрезвычайно сложным по геологическому строению (рис. 38).

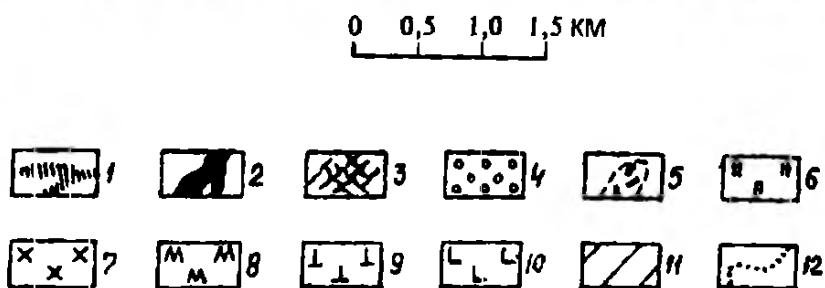
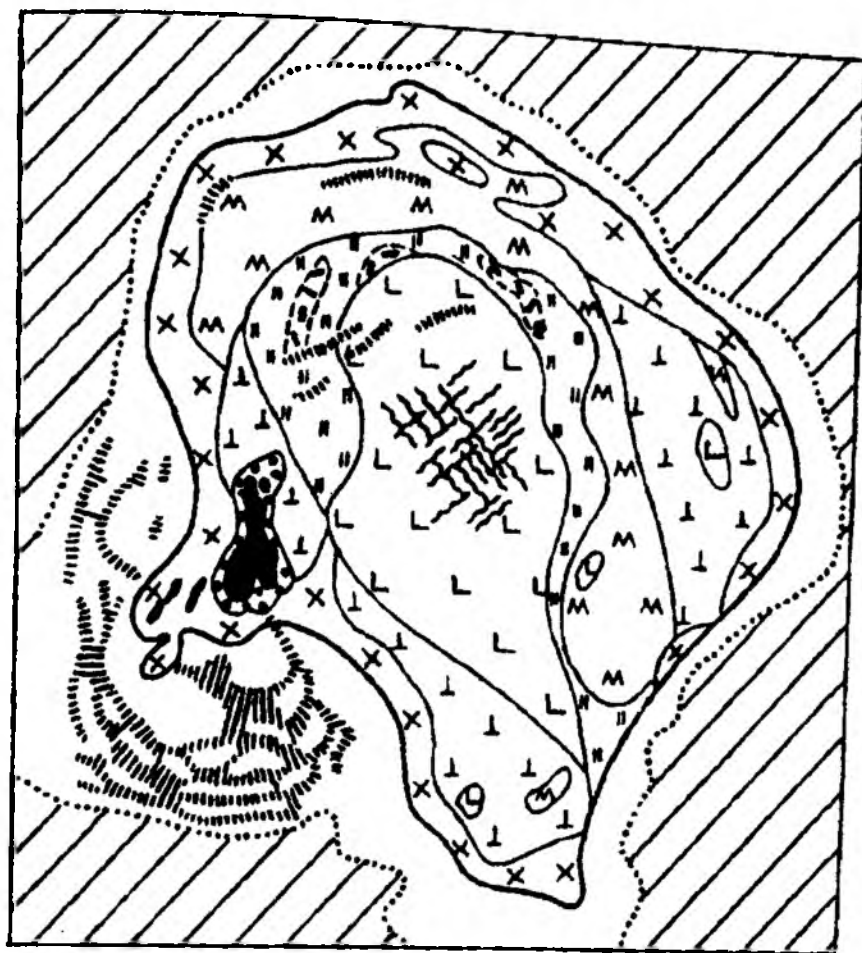


Рис. 38. Геологическая схема Ковдорского массива (по В.И. Терновому, Б.В. Афанасьеву, Б.И. Сулимову, О.М. Римской-Корсаковой, А.А. Кухаренко и др.): 1 — кальцитовые карбонаты; 2 — апатитовые и апатит-магнетитовые руды; 3 — форстерит-магнетитовые руды; 4 — апатит-форстеритовые руды; 5 — флогопитовые метасоматиты; 6 — флогопит-диопсид-форстеритовые породы; 7 — ийолиты, мельтейгиты; 8 — турьяиты, мелилититы; 9 — якупирангиты, пироксениты; 10 — оливиниты; 11 — гнейсы и гнейсограниты; 12 — ореол фенитизации

Морфологически это вертикальное трубообразное концентрически-зональное тело, прорывающее интенсивно дислоцированные архейские кристаллические гнейсы и сланцы Беломорской серии, с площадью выхода на поверхность около 40 км². По данным абсолютной геохронологии возраст массива определяется в 338–426 млн лет (поздний силур–ранний карбон).

Формирование массива было многофазовым, причем внедрение и кристаллизация последующих порций магмы сопровождалось образованием контактово-реакционных метасоматитов. В первую фазу произошло внедрение оливинитов, сохранившихся в

виде центрального ядра площадью 10–12 км² и реликтов в восточной и южной частях массива. Вторая фаза — кольцевая интрузия ийолит-мельтейгитов и ийолит-уртитов — сопровождалась образованием зоны магматических метасоматитов по оливинитам мощностью 1,5–2 км и ореола фенитизации во вмещающих массив гнейсах и мигматитах. Зона магматических метасоматитов представлена последовательно сменяющимися друг друга образованиями (в направлении оливинитов): щелочными пироксенитами — слюдяно-пироксеновыми породами и бурыми флогопитовыми слюдами — пироксенизированными оливинитами; в случае, если щелочная интрузия имела ийолит-уртитовый состав, то указанный ряд метасоматитов приобретает другой вид: мелилитовые породы — монтичеллиты — оливиниты, частично замещенные мелилитом и монтичеллитом. В составе всех этих метасоматических пород отмечается большое количество мелкочешуйчатого флогопита.

Перечисленные магматические интрузивные и метасоматические породы подверглись воздействию постмагматических флюидов с образованием постмагматических метасоматитов, представленных гранат-амфибол-везувиан-диопсид-кальцитовыми скарнами, развивающимися по оливинитам и магматическим метасоматитам, а также еще более поздними флогопит-диопсид-оливиновыми породами (флогопитовый комплекс) и апатит-магнетитовыми рудами. Флогопитовый комплекс содержит крупные кристаллы слюды и является рудой. Он образует полукольцевую зону в северной части массива, развиваясь по оливинитам, магматическим и всем предшествующим постмагматическим метасоматитам.

Породы флогопитового комплекса секутся дайками полевошпатовых ийолитов третьей фазы внедрения. Еще более молодыми образованиями являются карбонатиты, слагающие жилы и неправильные тела, встречающиеся во всех породах массива и в прилегающих к нему архейских метаморфических толщах. В верхней части массива в основном по оливинитам и флогопитовым породам развита доледниковая кора выветривания мощностью до 100–150 м.

Промышленная зона флогопит-диопсид-оливиновых пород с крупнокристаллической слюдой огибает с севера оливинитовое ядро в виде подковы длиной 8–10 км и мощностью до 1 км. В составе пород этой зоны флогопит, оливин и диопсид, составляющие до 95%, находятся в разных соотношениях. Второстепенные минералы: магнетит, апатит, кальцит, кроме того, тремолит, монтичеллит, амфибол; акцессорные: бадделеит и др. Флогопи-

товые рудные тела в этой зоне имеют линзовидную и жиллообразную формы; самое крупное из них — Главная залежь — пологопадающая на северо-запад слепая линза мощностью 10–100 м, прослеживающаяся на несколько сотен метров (рис. 39). Центральная часть Главной залежи мощностью до 20 м сложена пегматоидными и гигантозернистыми флогопит-оливиновыми породами, а ее краевые (периферические) части мощностью 5–20 м — пегматоидными флогопит-диопсидовыми либо мономинеральными флогопитовыми и диопсидовыми образованиями.

Флогопит в рудах распределен неравномерно: он образует практически мономинеральные гнезда, крупные кристаллы, карманы размером до 10–20 м. Промышленный флогопит темно-зеленый, железистый в виде толстотаблитчатых кристаллов нередко

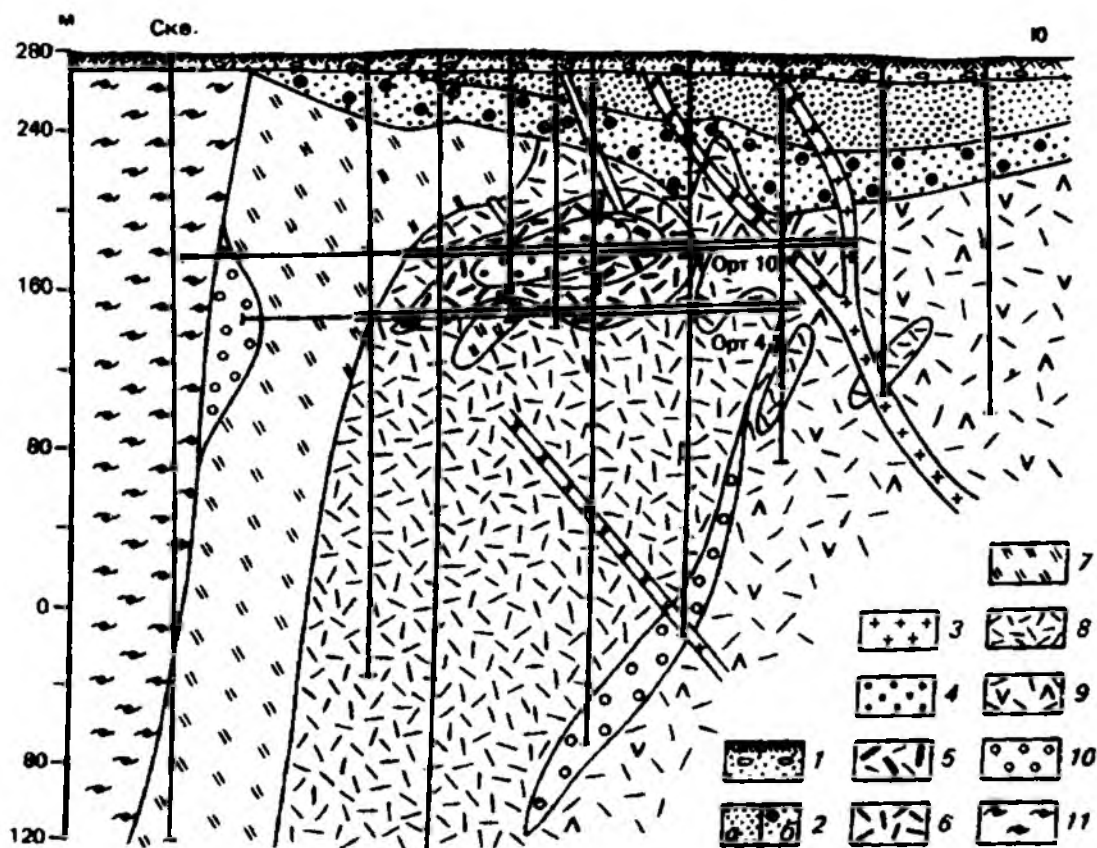
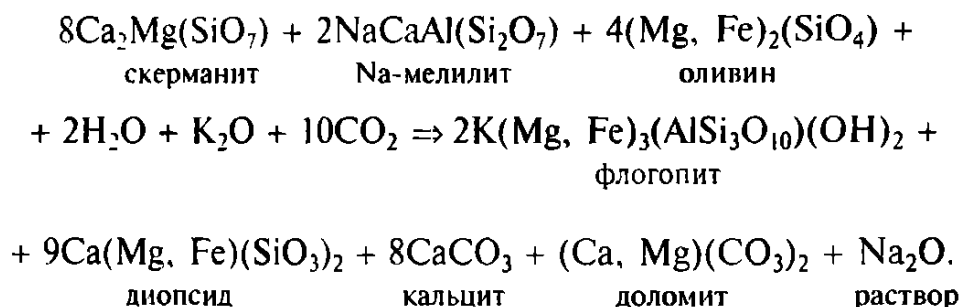


Рис. 39. Геологический разрез через Главную флогопитовую залежь Ковдорского месторождения (по Б.В. Афанасьеву и Б.И. Сулимову):

1 — четвертичные отложения; 2 — кора выветривания слюдоносных пород (зоны: а — вермикулитовая, б — гидрофлогопитовая); 3 — дайки полевошпатовых нйолитов; 4 — оливиновые породы с флогопитом, гигантозернистые; 5 — флогопит-оливиновые породы, гигантозернистые; 6 — флогопит-диопсидовые породы, гигантозернистые с оливином; 7 — флогопит-диопсид-оливиновые породы мелко-и среднезернистые; 8 — флогопит-диопсид-оливиновые породы крупнозернистые; 9 — флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты; 10 — мелилититовые породы; 11 — гранатовые скарны

мозаичного строения, с обилием пятен, закрытых участков рас- слоения, волокнистостью и трещиноватостью, мелкими вклю- чениями апатита, кальцита, диопсида и магнетита. Наиболее круп- ные кристаллы могут достигать размеров в несколько метров. Средний выход промышленного сырца по месторождению состав- ляет 46,6%.

По В.И. Терновому и другим, образование крупнокристалли- ческого флогопита на месторождении происходило метасомати- ческим путем главным образом за счет слюдяно-пироксеновых пород и мелилитизированных оливинитов по следующей схеме:



Промышленная вермикулитовая залежь месторождения связа- на с линейно-площадной корой выветривания флогопит-диоп- сид-оливиновых пород (флогопитовый комплекс) и в меньшей степени флогопитсодержащих оливинитов. Максимальная мощ- ность коры (свыше 100 м) устанавливается в центральной части массива, вдоль пересекающего его разлома. В разрезе коры выде- ляются три зоны (сверху вниз): сунгулит-гидрохлоритовая (мощ- ность 50–100 м), вермикулитовая (1–60 м) и гидрофлогопитовая (5–35 м); ниже следует зона дезинтеграции (1–150 м) флогопит- диопсид-оливиновых пород. Все три верхние зоны коры содер- жат промышленные руды сунгулит-вермикулитового, вермикули- тового и гидрофлогопитового состава. Содержание вермикулита варьирует от 5 до 30%. Руды с содержанием вермикулита более 20% считаются богатыми при условии, что свыше 70% вермику- литовых чешуек имеют размер более 0,5 мм. Вермикулитовые и гидрофлогопитовые руды обогащаются хорошо с получением вер- микулитового концентрата 90–98%. Сунгулит-вермикулитовые руды трудно поддаются обогащению из-за обилия глинистых ми- нералов; полученный из них концентрат содержит до 50% вер- микулита.

По М.Н. Чуевой и В.И. Терновому, превращение флогопита в вермикулит состояло в непрерывной его гидратации, выносе ка- лия и окислении двухвалентного железа. Переход вермикулита в сунгулит заключался в разрушении трехслойной решетки верми- кулита, выносе железа и алюминия и образовании минерала типа лизардита. Дальнейшее развитие процесса выветривания вело к

замещению lizardита сепиолитом. Таким образом, сунгулитовая порода представляет смесь lizardита, сепиолита и вермикулита и образуется за счет вермикулита, который в свою очередь представляет продукт изменения флогопита.

Глава 7

ГРАФИТ

Помимо широко распространенных в природе соединений с кислородом (карбонатов) и с водородом (углеводородов) углерод присутствует в самородном виде, образуя две полиморфные разновидности — графит и алмаз, идентичные по составу, но резко отличающиеся по структуре и физическим свойствам.

Графит кристаллизуется в гексагональной сингонии; его слоистая кристаллическая структура характеризуется весьма крепкой ковалентной гомеополярной связью атомов углерода в пределах слоя (расстояние между соседними атомами 0,141 нм), но весьма слабой межслоевой молекулярной вандерваальсовой связью (расстояние между слоями 0,335 нм).

Особенность строения кристаллической решетки графита, включая наличие в ней свободных электронов, и обуславливает его физические свойства: весьма совершенную спайность в базальной плоскости, низкую твердость (около 1) вдоль нее, но достаточно высокую в перпендикулярном направлении (около 5,5), низкий коэффициент трения, высокую электропроводность, близкую к металлам, металлический блеск, непрозрачность и др. Важное промышленное значение имеют также высокая теплопроводность (выше, чем у меди и алюминия), огнеупорность (температура плавления 3800–3900 °С), химическая инертность (растворяется лишь в расплавленных силикатах или металлах, образуя карбиды), гидрофобность, исключительно высокая жирность и пластичность, обусловленные легкой расщепляемостью по спайности и способностью прилипать к твердым поверхностям с образованием на них тонких пленок (высокая кроющая способность).

В природе графит встречается в виде рассеянных чешуек либо их листоватых агрегатов (“кристаллический чешуйчатый графит, flake graphite”), плотных зернистых агрегатов (“кристаллический кусковой графит, vein type, lump graphite”) либо плотных скрытокристаллических масс (“аморфный графит, amorphous graphite”). Кроме того, в промышленности все шире используется искусственный (коксовый, доменный, ретортный) графит (“synthetic graphite”), специально получаемый из антрацита, нефтяного кокса, а также из отходов доменного производства. Чешуйчатые графиты

по диаметру кристаллов разделяются на крупночешуйчатые (0,1–1,0 мм) и мелкочешуйчатые (0,001–0,1 мм). В литокристаллическом кусковом графите размер кристаллов тот же, что и в мелкочешуйчатом, однако они не ориентированы, что затрудняет расщепление агрегата и сдвиги при деформации. Величина зерен в скрытокристаллическом (аморфном) графите менее 0,001 мм. Искусственный графит по качеству приблизительно соответствует чешуйчатому и плотнокристаллическому, отличаясь большей чистотой и меньшей кристалличностью. Выделенные природные разновидности графита не бывают совершенно чистыми; они содержат примеси минералов-спутников, газов, а также не превращенный в графит углерод. При производстве анализов определяют содержание ографиченного углерода (графита), летучих (газов и воды) и золы (минеральных примесей).

Промышленные руды чешуйчатого графита содержат от 2 до 15% (редко более) этого минерала. Они легко обогащаются флотацией с получением концентрата, содержащего 60% и более графита. Еще более обогатимы выветрелые чешуйчатые руды, в которых срастания графита с другими минералами отсутствуют. В плотнокристаллических кусковых рудах массовая доля графита составляет 35–40% и более; без обогащения используется руда, в которой эта величина поднимается до 60–80%. Скрытокристаллическая руда (аморфный графит) труднообогатима. Без обогащения используются руды с содержанием углерода около 70%, бедные руды (20–40%) обогащаются ручной разборкой.

Основная масса графита потребляется в качестве огнеупоров (чешуйчатая и плотнокристаллическая разновидности) в основном в черной и цветной металлургии, производстве высокоуглеродистой стали и в литейном деле (для покрытия внутренней поверхности литейных форм, где обычно используют аморфный графит в смеси с огнеупорной глиной, молотой слюдой, тальком или песком). В США на эти три отрасли промышленности приходится более половины потребления графита. Значительное количество графита идет на производство всевозможных смазок, применяемых в водной и иных средах, токопроводящей резины, сухих батарей, электродов, скользящих контактов, деталей ядерных втулок и других изделий. Графит является основным сырьем для промышленного синтеза технических алмазов, находит широкое применение в порошковой металлургии и в производстве реакторов и ракетных двигателей, карандашей, туши, копировальной бумаги, всевозможных реторт, полупроводников.

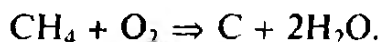
Различные отрасли промышленности предъявляют свои специфические требования к качеству графитного сырья (руд и кон-

центратов). В настоящее время производятся следующие типы и марки графита: литейный (марки ГЛ, ГЛС), элементный (ГЭ), электроугольный (ЭУЗ, ЭУТ, ЭУН), аккумуляторный (ГАК), тигельный (ГТ), карандашный, смазочный (ГК, ГС, П), специальный малозольный (ГСМ-1, ГСМ-2), графит для специальных сталей (ГСС), особо чистый графит для ядерных реакторов и др. Его состав варьирует в широких пределах: 40–97% графита, 0,7–7,5% летучих, 1,75–26,5% золы. Общими лимитирующими показателями являются зольность, влажность, содержание летучих, иногда железа, серы, меди, фосфора и других элементов, а также величина рН водной вытяжки. Так, для графита марки ГСС, используемого в производстве специальных сталей и сплавов, допустимы следующие максимальные содержания (мас. %): золы — 10, серы — 0,3, меди — 0,1, фосфора — 0,1, влажности — 1, выход летучих — 1, величина рН водной вытяжки — 5,5–8,5.

Максимальное мировое производство графита (около 950 тыс. т) зафиксировано в 1989–1990 гг. Наиболее крупными продуцентами являются КНР (около 40–45% всего производимого в мире графитового концентрата), далее следуют Республика Корея, Индия, КНДР, Бразилия, Мексика, Канада, Чехия. В странах СНГ наибольшая добыча приходится на Украину и Россию. Преобладающая часть запасов кристаллического графита сосредоточена в КНР, на Мадагаскаре, в Зимбабве, Бразилии и странах СНГ. Свыше 90% запасов скрытокристаллического графита приходится на Мексику, КНР, Россию и Республику Корея. Мировое производство синтетического графита значительно превышает 1,5 млн т и осуществляется в ряде промышленно развитых стран: в США, Канаде, Японии, странах Западной Европы.

В природе имеется три мыслимых источника углерода как исходного материала для образования графита: магматические эманации, карбонатные породы и органические остатки (а также угли) среди осадочных пород.

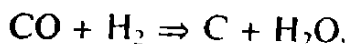
Считается, что при высоких температурах может происходить разложение метана:



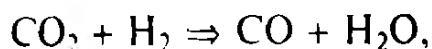
При температурах 750–600 °С может разлагаться оксид углерода (реакция Будуара):



В условиях избытка водорода при температурах ниже 650 °С оксид углерода может восстанавливаться в соответствии с реакцией



В этой же обстановке возможно восстановление углекислого газа до оксида углерода:



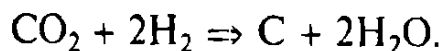
который в свою очередь либо разлагается (реакция Будуара), либо восстанавливается путем взаимодействия с водородом, образуя свободный углерод.

Все эти реакции могут реализоваться в глубинных условиях при высоких температурах, отражая возможный механизм формирования собственно магматических, пневматолито-гидротермальных скоплений кристаллического графита.

Карбонатные породы в зоне контакта с интрузиями переходят в скарны. При этом происходит диссоциация молекул карбонатов:



с образованием силикатов кальция и магния (диопсида, тремолита, гранатов, волластонита, скаполита и др.). Освобождающийся углекислый газ в условиях высоких температур при наличии водорода может восстанавливаться до углерода:



Может также иметь место и ассимиляция карбонатных пород интрузирующей магмой с обогащением ее углеродом. Таким образом, карбонатные породы могут обусловить появление концентраций кристаллического графита скарнового и магматического генезиса.

Органические остатки осадочных пород при метаморфизме могут превращаться в графит. По мере увеличения степени метаморфизма при определенных условиях органический углерод переходит вначале в аморфный графит (цеолитовая фация), затем через серию промежуточных разновидностей в кристаллический (амфиболитовая фация). Минимальная температура появления графитовой фазы оценивается около 400 °С. Если образование графита шло за счет рассеянного углеродистого вещества, то в результате регионального метаморфизма могли появляться графитистые гнейсы с высококачественным чешуйчатым графитом; в случае концентрированного исходного углеродного вещества (пласты угля или горючих сланцев), подвергшегося контактово-термальному локальному метаморфизму, возможно образование скрытокристаллического (аморфного) графита с сохранением текстур исходных пород, локальных неографиченных участков и примесей других минералов.

Несмотря на наличие значительных собственно магматических, пегматитовых и пневматолито-гидротермальных, скарновых месторождений высококачественного кристаллического графита, основное значение в мировом балансе графитового сырья имеют метаморфогенные месторождения, представленные телами вкрапленных руд чешуйчатого графита в гнейсах, кристаллических сланцах и др. обычно докембрийских метаморфических образованиях, а также пластовыми залежами и линзами апокаменноугольного ("каменный уголь") преимущественно скрытокристаллического графита.

В целом можно говорить о трех главнейших мировых геолого-промышленных типах месторождений графита.

1. Неправильные тела, линзы, штоки и жилы богатых руд высококачественного плотнокристаллического графита в магматических (чаще сиенитовых), пегматитовых, скарновых и метаморфических кристаллических породах; в этот тип попадают магматические, пегматитовые и пневматолито-гидротермальные, скарновые месторождения, причем их генезис как правило является предметом дискуссий. Сюда относятся месторождения России (Ботогольское), Шри-Ланки и Индии (в штатах Раджастан, Орисса, Мадрас), Канады (Бакингем и Грейнвилл в провинции Квебек, Блэк-Дональд в провинции Онтарио), США (Стербридж в шт. Массачусетс, Диллон в шт. Монтана, Тиконгероги в шт. Нью-Йорк), Бразилии, Японии (Сеннотани в префектуре Тояма), возможно, Норвегии (Скаланд на о-ве Сенья) и др.

2. Пластовые залежи и линзы метаморфических вкрапленных руд чешуйчатого графита в глубокометаморфизованных породах преимущественно докембрийского возраста, включая их выветрелые разновидности; в составе этого типа — месторождения Украинского щита (Завальевское и др.) на Украине, Урала (Тайгинское, Мурзинское), Карелии (Ихальское) и других регионов в России, Южной Чехии и Северной Моравии в Чехии, штатов Нью-Йорк, Пенсильвания, Алабама и Техас в США, острова Мадагаскар (Малагасийская республика) и др.

3. Пластовые залежи и линзы богатых руд скрытокристаллического (аморфного) графита в стратифицированных осадочных толщах различного возраста, образованные за счет контактового метаморфизма угольных пластов и битумов. Примерами этого типа являются месторождения Тунгусской провинции (Курейское, Ногинское и др.) в России, шт. Сонора в Мексике, Штирии и Нижней Австрии в Австрии, Республики Корея и КНДР.

Ботогольское месторождение плотнокристаллического графита

Месторождение находится на Ботогольском гольце Восточного Саяна в 250 км к западу от железнодорожной станции Черемхово. Геологическое строение района месторождения определяется Ботогольским массивом щелочных пород, имеющим овальную в плане форму площадью около 10 км², вытянутым в северо-западном направлении и прорывающим среднепротерозойские кристаллические сланцы и известняки.

Массив сложен нефелиновыми сиенитами, сменяемыми по периферии пироксеновыми разновидностями. Внутреннее строение массива осложняется наличием крупных ксенолитов вмещающих известняков. В его экзоконтакте вмещающие породы перекристаллизованы с образованием мраморов; местами отмечается скарнирование и фенитизация. По данным Р.В. Лобзовой, абсолютный возраст нефелинового сиенита по биотиту составляет 423 ± 12 млн лет, а по нефелину 373 ± 12 млн лет, что близко к границе силура и девона.

Многочисленные (около 30) промышленные залежи массивного плотнокристаллического графита локализованы главным образом в северной части массива среди нефелиновых (реже пироксеновых) сиенитов; иногда они приурочены к контакту с ксенолитами известняков (рис. 40). Залежи имеют эллипсовидную, линзообразную, гнездообразную и другие формы, получившие местное название "штоки". Наиболее крупный Корнельевский шток имеет размеры 50×50 м в плане и 80 м на глубину (рис. 40).

Графитовые руды этих штоков разнообразны по составу и текстуре. Наиболее богатые из них (60–90% углерода) сложены плотнокристаллическим графитом и имеют массивную текстуру. Присутствие мелкой рассеянной вкрапленности силикатов снижает в таких рудах содержание углерода до 30–60%. Помимо плотнокристаллического графита в массивных рудах встречаются его сфероидальные, радиально-лучистые, концентрически-зональные, почковидные и древовидные агрегаты.

Чередование графитовых и графит-пироксен-кальцитовых полос обуславливает появление полосчатых руд (15–20% углерода). Если в силикатно-карбонатной массе графит присутствует в виде изолированных гнезд и вкрапленности, то появляются пятнистые и вкрапленные текстуры руд, содержащих 5–12% углерода. Кроме перечисленных минералов в составе руд могут присутствовать также полевые шпаты, апатит, эгирин и др.

Ботогольское месторождение разрабатывалось с середины XIX в. более 100 лет. Его богатые массивные руды почти полностью от-

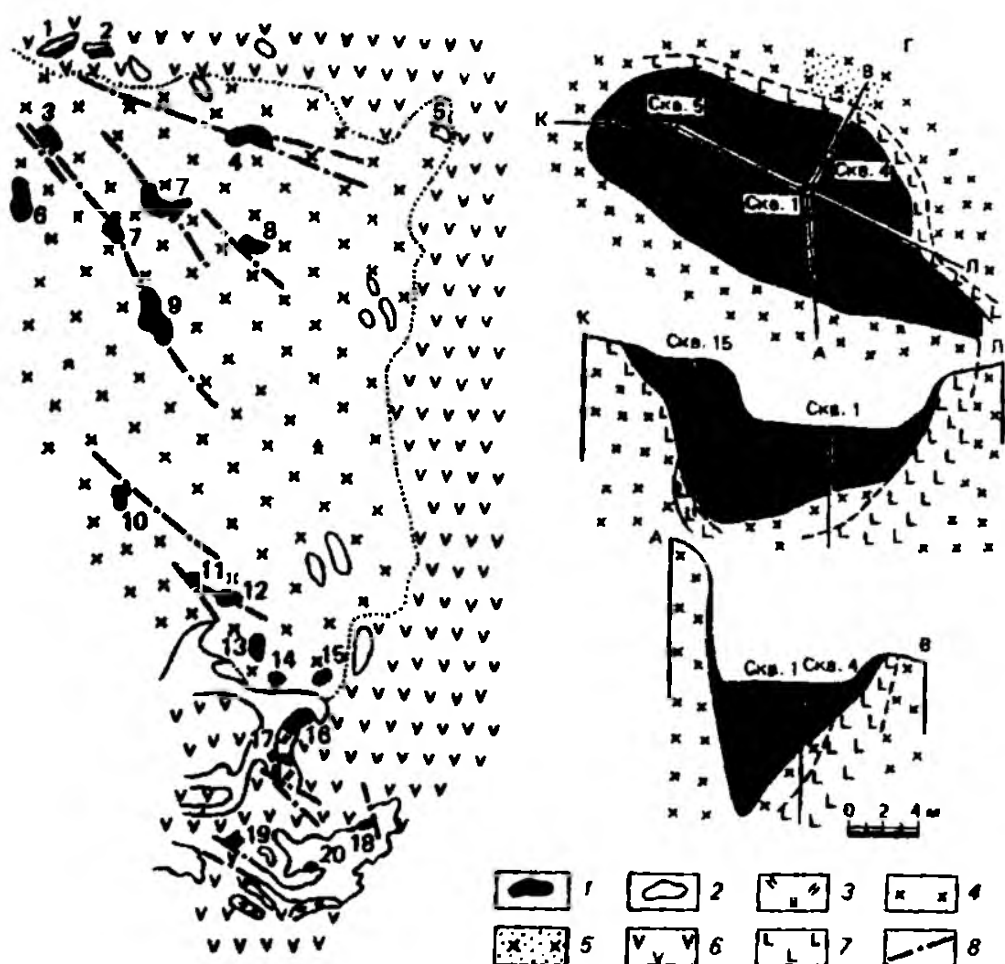


Рис. 40. Распределение графитовых залежей в Ботогольском массиве (слева), геологический план и разрезы Корнельевского штока (справа) (по Р. В. Лобзовой):

1 — графитовые залежи (1 — Верхняя, 2 — Северная, 3 — Петровская, 4 — Корнельевский шток, 5 — Аномалия № 4, 6 — Аномалия № 18–19, 7 — Юго-Западная, 8 — Некрасовский шток, 9 — Аномалия № 17, 10 — Пермьинский шток, 11 — шток Новый, 12 — Алиберовский шток, 13 — Большой шток, 14 — Второй южный шток, 15 — Юго-Восточный шток, 16 — Ильинская, 17 — жила, 18 — Клемешевский шток, 19 — Южный шток, 20 — гнездо Шарик); 2 — ксенолиты мраморов; 3 — скарновые породы; 4 — лейкократовые нефелиновые сиениты; 5 — нефелиновые сиениты графитизированные; 6 — пироксеновые сиениты; 7 — апокарбонатные фениты; 8 — разрывные нарушения

работаны, однако оставшиеся бедные полосчатые, пятнистые и вкрапленные руды легко обогатимы и могут добываться открытым способом. В настоящее время незначительная добыча кускового графита проводится подземным способом старательской артелью “Саяны”.

Месторождение изучалось в разное время многими исследователями. Согласно магматической гипотезе (Делонэ, Вернадский и др.) плотнокристаллический графит кристаллизовался из собственных газообразных компонентов магмы в процессе становления массива нефелиновых сиенитов. По Б. М. Куплетскому,

сиенитовая магма ассимилировала вмещающие известняки, обогащаясь органическим углеродом и углекислым газом, образовавшимся при диссоциации карбонатов; формирование графита происходило в пневматолитовую фазу путем взаимодействия углеводородов с углекислотой. Идея обогащения сиенитовой магмы углеродом вмещающих известняков получила свое развитие в работах В.С. Соболева и В.П. Солоненко. Р.В. Лобзова считает, что углерод имеет органическое происхождение, а графитовые залежи месторождения являются высокотемпературными (до 500 °С) метасоматическими контактово-реакционными образованиями, возникшими в ходе фенитизации вмещающих карбонатных пород. Рудообразующие флюиды представляли суспензии и гели, в которых роль дисперсной среды играли в основном углеродсодержащие газы, водород и пары воды, а дисперсной фазы — графит.

Графитовые месторождения Шри-Ланки

Остров Шри-Ланка (Цейлон) с 1834 г. является поставщиком высококачественного плотнокристаллического графита, добываемого из многочисленных месторождений, сконцентрированных в его центральной и юго-восточной частях. Месторождения центральной части острова локализованы в субмеридиональной полосе архейских метаморфических пород серии Хайленд, а находящиеся в его юго-западной части — среди пород группы Саутвест северо-западного простирания.

Серия Хайленд (гранулитовая фация метаморфизма) представлена гранулитами, кварцитами, гранат-силлиманитовыми гнейсами и чарнокитами (метаморфизованными архейскими базальтами). Группа Саутвест рассматривается как фация метаморфизма более низкого давления серии Хайленд; она сложена кордиеритовыми гнейсами, чарнокитами, кальцифирами с волластонитом.

В западной и восточной частях острова распространены также архейские метаморфические породы серии Виджайан (альмандин-амфиболитовая фация метаморфизма): ортогнейсы, гранитогнейсы, граниты и мигматиты.

Все архейские образования прорываются кварцевыми жилами, телами пегматитов, гранитов и пироксенитов.

Графит встречается в составе серии Хайленд и группы Саутвест как порообразующий минерал графитовых сланцев, выполняющих линзы и различных размеров карманы, а также составляет секущие жилы в гнейсах. Второй тип графита — рассеянные чешуйки, достигающие концентрации 10%, — фиксируется во всех

породах, даже в секущих телах пегматитов. Промышленное значение имеют жилы, линзы, карманы и пустоты выполнения.

Большинство жил согласны с простиранием вмещающих пород, однако нередки и отчетливо секущие образования. Их мощность достигает 3 м, а длина — нескольких десятков метров. Более мощные жилы (до 6 м) залегают по контактам пегматитовых тел, а также по трещинам как в пегматитах, так и во вмещающих гнейсах (рис. 41). Отдельные жилы раздроблены более поздними разломами, другие осложнены расщеплениями на выклиниваниях, пережимами и раздувами.

В маломощных жилах преобладают игольчатые кристаллы графита, ориентированные нормально либо параллельно к контактам с образованием своеобразной поперечно- и продольно-волокнистой текстур руд. В мощных жилах графит плотнокристаллический, слагающий руды сланцеватой или пластинчатой текстур (мощность таких пластин от миллиметровой до 10 см); кристаллы графита обычно ориентированы нормально к сланцеватости; изредка появляется скрытокристаллический (аморфный) графит. В графитовой массе попадаются небольшие линзочки окварцованных вмещающих пород, округлые зерна кварца, единичные зерна сульфидов и кальцита. Границы между пластинами в руде пластинчатой текстуры могут подчеркиваться появлением биотита, полевого шпата, апатита, рутила, пироксена, а также волластонита и тремолита.

Содержание графита в массе руды составляет 80–90%. Первичное обогащение осуществляется ручной сортировкой. Дополнительное обогащение проводится с применением дробления, грохочения и промывки с последующей сортировкой продукта с учетом требований потребителей. Основные импортеры шриланкийского высококачественного кристаллического комового графита — США, Великобритания, Япония.

Рис. 41. Обобщенный разрез графитовых месторождений Шри-Ланки (по Д. Н. Вадиа):

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



Генезис месторождений — предмет острой дискуссии. Большинство исследователей связывают формирование графитовых тел Шри-Ланки с постмагматическими флюидами, богатыми углекислым газом. С учетом наблюдаемых переходов графитовых тел в графитсодержащие пегматиты полагают, что графит кристаллизовался раньше или одновременно с пегматитом при температуре около 600–650 °С. Источником углерода во флюидах (согласно одной из точек зрения) является рассеянное органическое вещество вмещающих метасадочных пород. Оно было мобилизовано постмагматическими (возможно метаморфическими) флюидами с последующим переотложением в полостях жил и пустот.

Месторождение чешуйчатого графита Блэк Дональд (Канада)

Месторождение находится в провинции Онтарио в 75 км к западу от Оттавы. Участок месторождения сложен кристаллическими известняками протерозойской группы Гренвилл Канадского щита. Эти известняки на большой площади содержат рассеянную непромышленную минерализацию чешуйчатого графита.

Промышленная залежь чешуйчатого графита мощностью от 3 до 10 м имеет пластовую форму, согласно вписывающуюся в асимметричную синклинальную складку (основную структуру месторождения), полого погружающуюся на северо-восток под углом около 20°. Юго-восточное крыло этой складки прорвано крутопадающими дайками и жилами аплитов и пегматитов, а ее центральная часть осложнена малоамплитудным разломом типа взброса (рис. 42).

Вмещающие залежь кристаллические известняки послойно силицифицированы и участками незакономерно скарнированы. В результате стратиграфо-литологический разрез месторождения включает пачки чередования силикатных и карбонатных пород, пачку силицифицированного известняка и пачки известняка, участками скарнированного. Графитовая залежь подстилается силицифицированными, а перекрывается скарнированными известняками. Силикатный компонент пород представлен такими минералами, как полевые шпаты, диопсид, скаполит и слюда. Помимо этих минералов и рассеянных чешуек графита в составе пород отмечается небольшое количество пирита и местами появляется кварц.

Руды по составу известково-силикатные, в них присутствуют все отмеченные выше минералы. Самые богатые участки, ныне полностью отработанные, содержали до 75–85% графита (в среднем 55–65%). Рядовые руды имеют среднее содержание графита

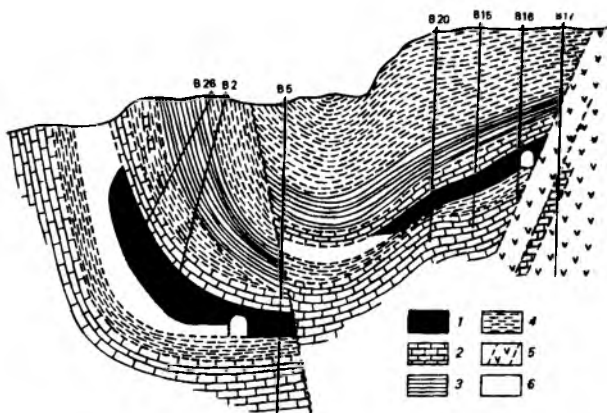


Рис. 42. Разрез контактово-метасоматического графитового месторождения Блэк Дональд (по Хьюитту):

1 — графит; 2 — известняк, местами скарнированный; 3 — окремненный известняк; 4 — чередование силикатных и карбонатных пород; 5 — аплит и пегматит; 6 — отработанная часть месторождения

около 25%. В последние два года эксплуатации отрабатывались бедные руды (содержание графита около 15%).

Месторождение было открыто в 1889 г. и эксплуатировалось с перерывами с 1895 по 1954 г. За последние 10 лет разработки на нем было получено около 2300 т высококачественного крупночешуйчатого графита.

По представлениям канадских геологов, месторождение Блэк Дональд является контактово-метасоматическим (скарновым), образовавшимся на контакте гренвилльских известняков с секущими жилами и дайками пегматитов и аплитов — дериватов гранитоидных магм.

Завальевское месторождение чешуйчатого графита на Украине

Многочисленные промышленные залежи чешуйчатого графита Украинской графитоносной провинции связаны с архейскими образованиями Тетерево-Бугской серии в составе Украинского кристаллического массива. Эта серия сложена сильно дислоцированными амфиболитами, амфиболовыми, плагиоклазовыми, пироксеновыми, силлиманитовыми и гранатовыми гнейсами,

кварцитами и кристаллическими известняками, перемежающимися с графитистыми биотитовыми, серицитовыми, биотит-хлоритовыми и хлоритовыми гнейсами, имеющими нередко промышленное значение. В пределах провинции выделяют три рудных района: Прибугский (по рекам Тетерев и Буг), Криворожский (по р. Ингулец) и Приазовский (вдоль побережья Азовского моря). Все месторождения провинции имеют большую промышленную ценность благодаря высокому качеству графита, большим масштабам оруденения, легкости обогащения руд и возможности открытой разработки.

Завальевское месторождение, расположенное на левом берегу р. Южный Буг в 12,5 км от железнодорожной станции Хошеватово в Кировоградской области, является типичным представителем этой провинции. Геологически оно приурочено к крупной синклинальной складке запад-северо-западного направления с крутыми (вплоть до вертикальных) углами падения пород в крыльях (рис. 43). Центральная часть складки выполнена кристаллическими известняками, окаймляемыми кварцитами; мощность известняков 500 м, кварцитов — 20–50 м. Ниже по разрезу находятся графитоносные гнейсы (продуктивная толща), мощность которых не выдержана: в северном крыле она достигает 250 м, а в южном — резко сокращается до 15 м. Продуктивная толща подстилается безрудными амфиболовыми гнейсами. Синклиналь зажа-

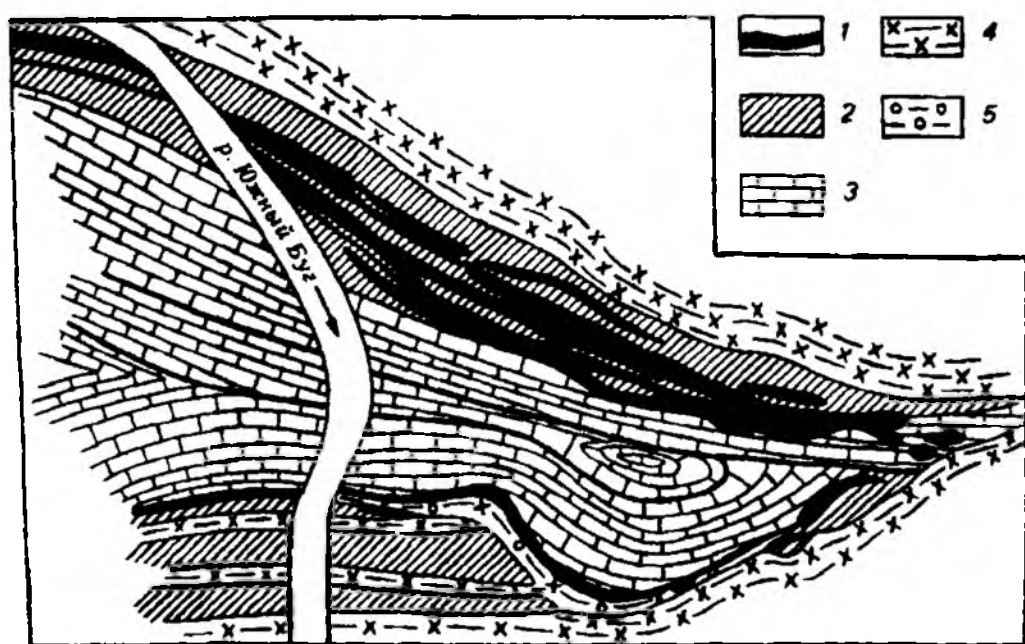


Рис. 43. Геологическая карта Завальевского месторождения (по А.Е. Иванищеву):
1 — графитовые гнейсы; 2 — гнейсы безрудные; 3 — кристаллические известняки;
4 — граниты; 5 — мигматиты

та между гранитами, обнажающимися в северной части месторождения, и прорвана кварцевыми жилами, дайками гранитов и гранит-аплитов. Кристаллические породы на участке месторождения повсеместно перекрыты третичными и четвертичными песчано-глинистыми отложениями мощностью до 35–40 м.

Продуктивная толща графитоносных биотит-хлоритовых и полевошпат-гранатовых гнейсов состоит из нескольких (1–5) графитсодержащих горизонтов, разделенных безрудными гнейсами. Мощность этих горизонтов варьирует от 3,5 до 70 м, а протяженность — сотни метров; в них по данным опробования оконтуриваются промышленные рудные тела пластовой и линзовидной формы, сложенные вкрапленными рудами. Графит в этих телах крупночешуйчатый (размером от 0,1 до 1–2 мм) со средним содержанием 6–10%. Иногда чешуйки графита объединяются в пятнистые скопления — агрегаты. Помимо графита в составе руд присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, а также небольшие количества биотита, хлорита, граната, кальшита, апатита, циркона и пирита.

В четко выраженной коре выветривания, развивающейся по графитоносным гнейсам, наблюдается зональность. В верхней (рыхлой) зоне широко развиты глинистые минералы. Минеральный состав руд: графит — до 10%; глинистые минералы (гидро-слюды, монтмориллонит, каолинит, нонтронит и др.) — до 50%; кварц — 25%; гидроксиды железа — до 10%; гранаты и полевые шпаты — до 10%. В средней (полурыхлой) зоне при сохранении содержания графита (до 10%) увеличивается количество кварца (30–40%) и полевых шпатов (10–25%), появляются слюды (10–15%), гранат, силлиманит и апатит (до 10%), одновременно сокращается доля глинистых минералов (10–40%). Нижняя (плотная) зона коры выветривания по своему минеральному составу близка первичным (твердым) рудам месторождения: графит (6–8%), кварц (30–40%), полевые шпаты (20–30%), биотит и другие слюды (25–30%), силлиманит, гранат, апатит, пирит (до 10%). Благодаря тому что в коре выветривания чешуйки графита освобождены от срастания с другими минералами (раскрыты), эти руды (так называемые мягкие) еще более легко обогатимы, представляя первоочередной объект промышленной разработки.

Рыхлые и твердые руды месторождения обогащаются флотацией с получением концентрата, содержащего 85–90% графита высокого качества и имеющего зольность не выше 10–15%. По разведанным запасам и масштабу добычи месторождение является одним из крупнейших на территории бывшего СССР.

Генетически Завальевское месторождение рассматривается подавляющим большинством исследователей метаморфическим, образовавшимся в процессе регионального метаморфизма первично-осадочных алюмосиликатных пород, содержащих в составе рассеянное углеродное вещество. Отдельные геологи (В.П. Бухаров, В.Б. Полянский и др.) полагают, что образование графита в гнейсах происходило за счет углерода, освобождавшегося при дегазации карбонатных пород, сопровождавшейся разложением оксида углерода (реакция Будуара). Наконец, имеются данные о том, что наряду с графитом, образовавшимся за счет первично-осадочного углерода, в гнейсах может быть и более поздний графит, связанный с глубинным источником углекислоты (А.Ф. Коржинский и др.).

Графитовые месторождения Чехии

Широко известные месторождения Чешского массива в конце 20-х годов XX в. были главным мировым поставщиком графита. Графит из Южной Чехии использовался в качестве добавки к гончарным глинам еще за 500 лет до н.э., однако крупномасштабная его добыча началась в 1750 г.

В настоящее время Чехия является одной из ведущих стран в Европе по добыче графита; его мелкочешуйчатую разновидность получают в месторождениях Южной Чехии, а микрокристаллическую и скрытокристаллическую — в месторождениях Северной Моравии.

Месторождения Южной Чехии представлены пластами и согласными линзами обогащенных рассеянным мелкочешуйчатым графитом гнейсов, кварцитов и карбонатов, сопровождаемых амфиболитами, кальциево-силикатными роговиками и другими породами в составе пестрой группы Варид Молданубской зоны. Все породы интенсивно смяты в складки, а графитсодержащие пласты и линзы несут следы гофрировки, обнаруживают раздувы и пережимы, порой придающие залежам причудливую форму.

Наиболее высококачественный мелкочешуйчатый графит приурочен к таким раздувам пластов; именно здесь в рудах фиксируются самые высокие содержания углерода. Однако здесь же могут появляться и блоки пустых пород. Одно из таких сравнительно недавно открытое месторождение Местски-врх находится на северо-западной окраине г. Чески-Крумлова. Оно представляет несколько графитизированных пластов, объединенных в три полосы. Наибольшую промышленную значимость имеет восточная полоса, имеющая северо-восточное простирание; ее главная залежь падает на северо-запад под углом 30° , прослеживается по

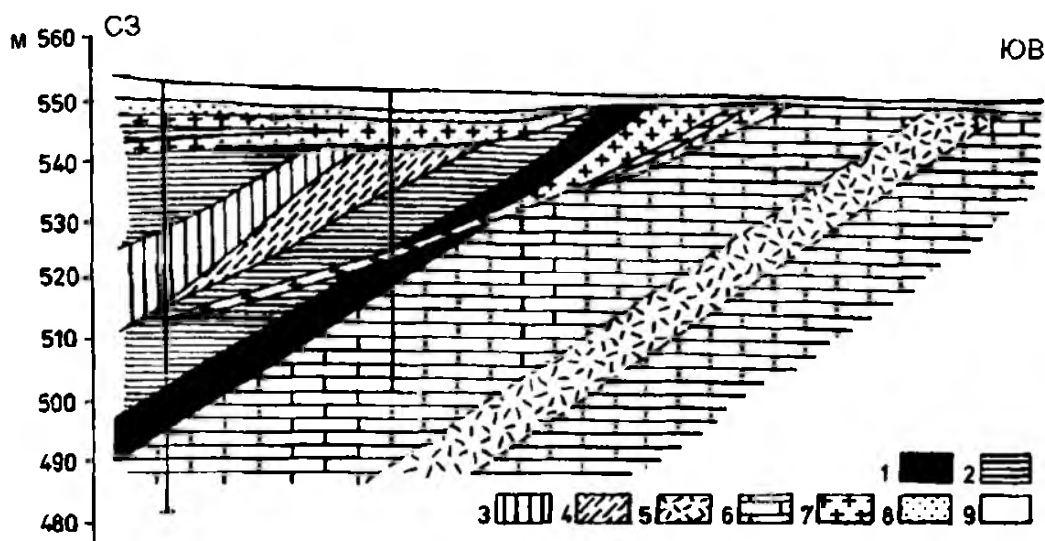


Рис. 44. Разрез графитового месторождения Местски-врх, Чехия (по Л. Тиху): 1 — графит; 2 — биотитовый парагнейс; 3 — эрлан (кальциево-силикатная порода); 4 — эрлан-гнейс; 5 — амфиболит; 6 — кристаллический известняк; 7 — лейкократовая аплитовая жила; 8 — кора выветривания гнейсов; 9 — суглинок

простирацию на 280 м при средней мощности около 4,5 м (рис. 44). Среднее содержание углерода в этой залежи составляет 18%. Графит высококачественный мелкочешуйчатый.

Примером месторождений микрокристаллического графита Моравии является Вельке-Врбно-Константин. Месторождение входит в состав протяженного графитового пояса на западном крыле купола Вельке-Врбно. Пласт микрокристаллического и скрытокристаллического графита мощностью от 3 до 6 м смят вместе с подстилающими и перекрывающими известняками, кварцитами и другими породами в сложную синклимальную складку с западным падением обоих крыльев (рис. 45), причем западное крыло имеет более крутое падение (до 50°), чем восточное (10° и более). Графитовый пласт сложен глинистыми сланцами; содержание в них углерода колеблется от 35 до 50%, составляя в среднем 39%; содержание серы варьирует от 1 до 10%. Разработка месторождения ведется открытым способом.

Руды чешуйчатого графита обогащаются флотацией. Полученные флотационные концентраты (80–90% углерода) подвергаются химической очистке (автоклавное выщелачивание, плавка), в результате чего содержание углерода повышается до 99,5%. Этот продукт используется для изготовления различных специальных смесей и смазочных веществ. Кроме того, концентраты чешуйчатого графита используются в сталеплавильных цехах как огнеупорные покрытия, как огнеупорные замазки и трамбовочная масса в доменных печах, для производства батарей.

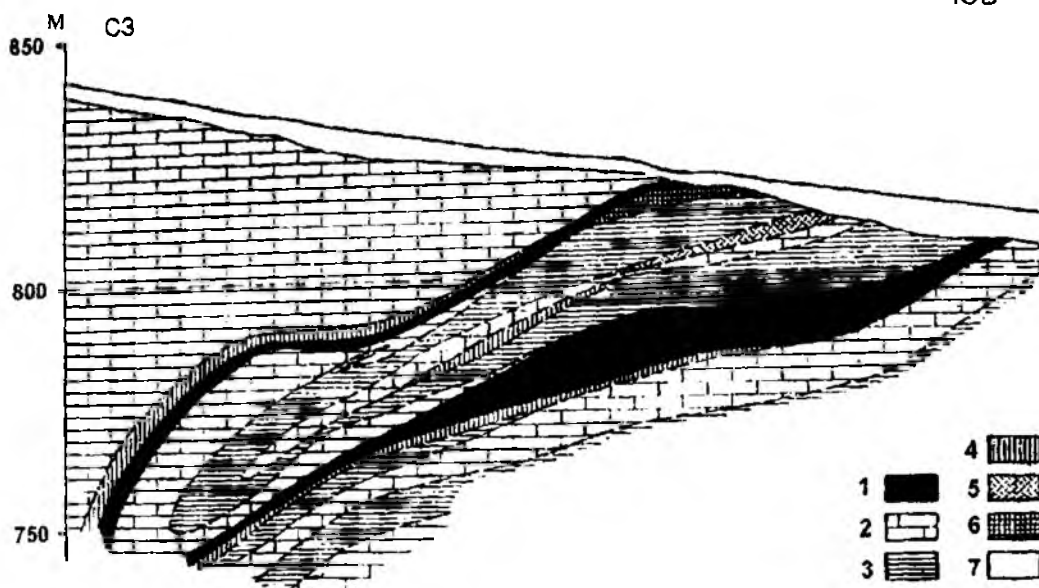


Рис. 45. Разрез графитового месторождения Вельке-Врбно-Константин, Чехия (по С. Харазим):

1 — массивный графит и графитовый сланец с высоким содержанием графита; 2 — кристаллический известняк и доломит; 3 — кристаллические сланцы и гнейсы; 4 — графитистые сланцы; 5 — амфиболиты, графитистые амфиболиты; 6 — кварциты, кислые вулканические туфы, пегматиты; 7 — суглинки

Микрокристаллические концентраты используются в литейном производстве вместе с формовочными песками для смазки, для окрашивания стекла и глазурей, для обработки металлов, производства электродов и других целей. Значительную часть графитового сырья Чехия экспортирует в Германию, Австрию, Грецию, Венгрию, Румынию и другие страны.

По М. Кужварту, все графитовые месторождения Чехии являются метаморфическими, образовавшимися в результате регионального метаморфизма древних докембрийских толщ путем превращения богатых углеродом (2–60%) слоев среди глинистых сланцев, известняков или песчаников с органическими остатками, битуминозным или углистым веществом в графитовые филлиты, слюдистые кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы и кварциты.

Курейское месторождение скрытокристаллического (аморфного) графита

Крупнейшая в мире Тунгусская графитоносная провинция приурочена к западной окраине одноименного бассейна каменного угля. Здесь на большой площади (около 48 тыс. км²) многочисленные триасовые трапповые силлы и секущие дайки диаба-

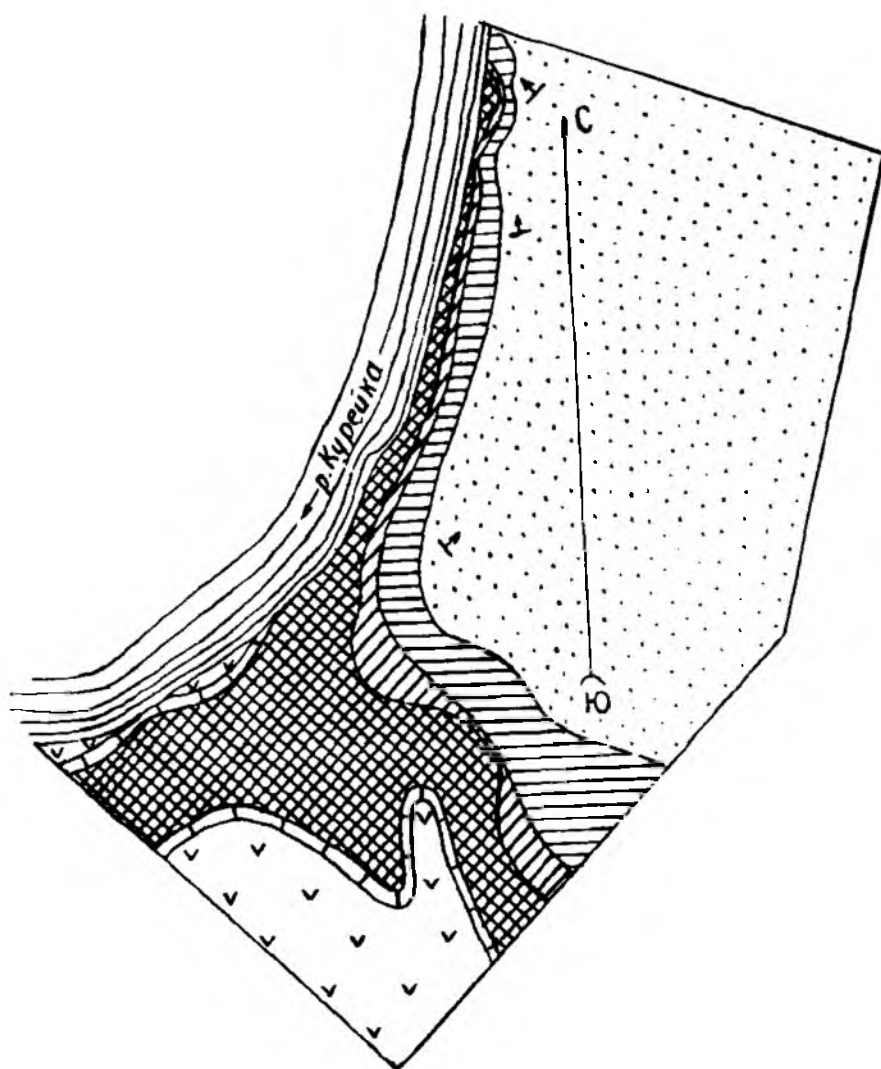
зов вызвали графитизацию угольных пластов пермского возраста. Такие пологозалегающие пласты скрытокристаллического графита вскрываются по рекам Фатьяниха, Бахта, Курейка, Нижняя Тунгуска, образуя отдельные месторождения. Всего установлено 15 промышленных объектов, наиболее значимыми из которых являются Курейское и Ногинское.

Курейское месторождение находится на берегах р. Курейки (правый приток Енисея) в 100 км от ее устья (Туруханский район Красноярского края). Месторождение было открыто в 1861 г. купцом М.К. Сидоровым и в конце XIX — начале XX в. периодически эксплуатировалось. Известно, что до 1918 г. там было добыто 14 тыс. т графита.

По материалам В.П. Солоненко, участок месторождения сложен породами среднего и верхнего карбона (катская свита) и образованиями нижней перми (бургуклинская свита), прорванными трапповыми интрузиями триасового возраста. Пологозалегающая согласная залежь графита мощностью до 25 м приурочена к отложениям бургуклинской свиты, отделяясь от мощного (более 200 м) подстилающего диабазового силла полутораметровым пластом мраморизованных карбонатных пород (рис. 46). Общее падение залежи — северо-восточное под средним углом 2–5° с изменением глубины залегания от 5 до 61 м. Графитовая залежь перекрыта маломощным слоем графитовых сланцев, переходящих вверх по разрезу в кварцитовидные песчаники и сланцы, сменяемые далее серыми песчаниками. Повсеместно на участке месторождения развиты рыхлые террасовые отложения небольшой мощности.

Графитовая залежь имеет довольно сложное внутреннее строение: она состоит из слоев скрытокристаллического графита различного качества и содержит многочисленные ксенолиты и линзы терригенных пород, а также апофизы и жилы диабазового состава, соединяющиеся с кровлей нижележащего силла. В составе руды помимо господствующего скрытокристаллического графита присутствуют его мелко- и крупночешуйчатые разновидности; минеральные примеси: пирит, кальцит, апатит, циркон, магнетит, рутил, хлорит, серицит, цеолиты и др. Текстура руды массивная и сланцеватая, иногда осложненная столбчатой отдельностью. Химический состав (мас. %): углерод — 84,47–90,62, зола — 5,72–14,3, летучие — 0,92–2,98, вода — 0,28–0,46.

По величине разведанных запасов скрытокристаллического графита (миллионы тонн) месторождение относится к крупным. Благодаря большой мощности и небольшой вскрыше графитовая залежь на всей площади месторождения пригодна для разработки открытым способом. Доказано, что графит месторождения может использоваться в литейном деле, электроугольной



Разрез прибрежной части

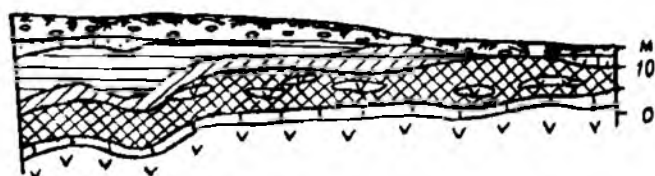


Рис. 46. Геологическая карта и разрез Курейского месторождения графита
(по материалам С.В. Обручева, В.П. Солоненко и др.):

1 — графит; 2 — графитовые сланцы; 3 — кварцитовидные песчаники и сланцы;
4 — серые песчаники; 5 — траппы; 6 — мраморовидный кальцит; 7 — террасовые
отложения

промышленности и других областях. В настоящее время во ВНИИнеруд (г. Тольятти) имеются законченные разработки технологии получения малозольного графита из руд месторождения.

Считается, что графитовая залежь является продуктом термального метаморфизма каменноугольного пласта под воздействием низезалегающего диабазового силла большой мощности, обусловившего длительное время прогрева. Температура прогрева оценивается в диапазоне от 1250 до 700 °С. Такой механизм графитообразования подтверждается, в частности, наличием в составе руд прослоев графитизированного угля.

Глава 8

ФЛЮОРИТ

Флюорит, или плавиковый шпат, является основным природным минералом фтора. Его теоретическому составу CaF_2 соответствуют 51,1% кальция и 48,9% фтора. В малых количествах флюорит содержит примеси редких земель, урана, галлия и других, а также органические вещества. “Плавиковым шпатом”, или “плавиком”, он называется благодаря способности понижать температуру плавления железных руд.

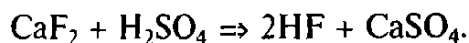
Минерал образует хорошо оформленные кристаллы кубической сингонии, он чаще встречается в виде кристаллических агрегатов, а также сплошных тонкозернистых и землистых масс. Его окраска изменяется от бесцветной и белой до желтой, зеленой, фиолетовой, голубой и синей. Цвет может меняться при нагревании и воздействии катодных, рентгеновских, ультрафиолетовых лучей и радиоизлучения. Блеск стеклянный, твердость 4, плотность 3–3,25 г/см³, температура плавления 1360 °С.

Крупные бесцветные или слабоокрашенные прозрачные кристаллы с совершенной спайностью, характеризующиеся отсутствием трещиноватости и других внутренних дефектов, называются оптическим флюоритом, по их использованию в оптике. В минералогии кроме обыкновенного (резко преобладает) и оптического флюорита выделяют также хлорофан (флюорит, обнаруживающий свечение в зеленых тонах при нагревании свыше 50 °С), ратовкит (землистая или тонкозернистая разновидность флюорита, встречающаяся в осадочных горных породах), иттрофлюорит, в котором часть кальция замещена иттрием, и антозонит (вонючий шпат), содержащий свободные ионы фтора и кальция.

Основная масса флюоритового сырья в виде флотационных и кусковых концентратов (либо заменяющих последние флюоритовых

окатышей) используется химической промышленностью, металлургией, атомной энергетикой, сварочным, стекольным, эмалевым производствами и др. В соответствии с главными областями использования минерала выделяется пять основных промышленных сортов его концентратов: химический (кислотный), керамический (эмалевый), цементный, металлургический (флюсовый) и оптический.

Химический флюорит используется для получения плавиковой кислоты (HF) путем его реакции с серной кислотой:



Плавиковая кислота является исходным сырьем в химической промышленности для получения различных органических и неорганических фторсодержащих химических соединений (фторуглеродов, фторполимеров и др.), элементарного фтора, синтетического криолита (Na_3AlF_6), которые в свою очередь широко используются для изготовления высокооктанового топлива, всевозможных растворителей, аэрозольных препаратов, хладореагентов, полимерных материалов, в ядерной технике. Синтетический криолит является незаменимым расплавленным электролитом, используемым для растворения глинозема с последующим электролитическим извлечением из раствора металлического алюминия. Плавиковая кислота также используется для травления стекла.

Химический флюорит должен содержать не менее 92% CaF_2 , не более чем по 3% SiO_2 и CaCO_3 и 0,2% сульфидной или свободной серы. Для него недопустимо наличие видимых включений минералов и горных пород, пленок гидроксидов железа. Помимо флюорита элементарный фтор и его соединения получают при переработке самого распространенного природного фосфата — фторапатита, в составе которого присутствует 3–4% фтора. При современном мировом уровне переработки фосфатного сырья порядка 120 млн т в год (в пересчете на P_2O_5) этот источник получения фтора весьма существенный.

Керамический флюорит используется при варке белых или окрашенных кварцевых стекол (ускоряется процесс варки), плавке цинка, в производстве стеклянного волокна, для получения эмалей как покрытий металлов, армирования стержней для электродуговой сварки (повышается прочность и качество сварочного шва), получения металлического магния, его соединений, элементарного кальция и для других целей. Содержание CaF_2 для этого сорта в зависимости от использования сырья должно составлять 95–96 либо 80–95%; кроме того, лимитируется количество SiO_2 (до 2,5–3%), кальцита, оксидов железа (до 0,12%), сульфатов свинца и цинка (допустимы следы).

Цементный флюорит добавляется в цементную шихту для повышения ее качества и понижения температуры ее обжига, что увеличивает производительность печей и ведет к значительной экономии энергии. С этой целью используется флюорит низких марок (содержание CaF_2 45–55%) либо флюоритсодержащие известняки.

Металлургический флюорит необходим как флюсовая добавка при производстве чугуна и стали; его присутствие в шихте не только понижает температуру плавления, но и разжижает шлаки, облегчая их отделение от расплавленного металла. Для производства 1 т мартеновской стали требуется 1,6 кг плавика, электростали — 4 кг, кислородно-конверторной стали — 6 кг. Содержание CaF_2 для металлургического сорта составляет 60–85%, максимально допустимое количество SiO_2 30%, а серы и фосфора по 0,3%. Кроме того, металлургический флюорит должен быть кусковым с максимальным размером кусков 300 мм и допустимой массовой долей частиц менее 50 мм — 10% (частицы меньших размеров могут выдуваться из шихты потоком газов). Кусковой флюорит успешно заменяется искусственно приготовленными плавикошпатовыми окатышами и брикетами из флотационных концентратов.

Из оптического флюорита изготавливают всевозможные линзы, призмы, окна в микроскопах, спектрографах и других оптико-спектральных приборах; он используется для изготовления светоделительных и светопреломляющих оптических элементов, в акустических устройствах для переработки радиосигналов и т.д. Бездефектные и бесцветные кристаллы оптического флюорита в поперечнике должны превышать 10 мм, а получаемые из них моноблоки имеют размеры 6х6х5 либо 10х10х3 мм. Пластины оптического флюорита должны пропускать в ультрафиолетовой области не менее 80% света. Поскольку природные кристаллы оптического флюорита исключительно редки, в некоторых странах налажено выращивание их синтетических аналогов путем плавки природного крупнокристаллического флюорита. К последнему предъявляются очень жесткие требования: содержание CaF_2 не менее 97–99%, отсутствие видимых включений минералов и горных пород, пленок гидроксидов железа.

Содержание CaF_2 в промышленных рудах колеблется в широком диапазоне: среди них различают богатые (более 50%), средние (35–50%) и рядовые (до 35%); начинается освоение низкосортных руд с концентрацией CaF_2 15–30%. В большинстве случаев плавикошпатовые руды обогащаются ручной либо автоматизированной разборкой (ФК — флюоритовый концентрат кусковой), а также получением флотационного (ФФ) или гравитационного (ФГ)

концентратов и их доводкой магнитными, электрическими способами и др. Обогащаемость определяется главным образом минеральным составом руд. По этому признаку выделяют флюоритовые, мономинеральные, кварц-флюоритовые, сульфидно-флюоритовые, кальцит-флюоритовые, барит-флюоритовые и барит-кальцит-флюоритовые руды. Последние три типа трудно обогащаемы.

Широкое использование плавикового шпата в сталелитейной, алюминиевой, химической и других отраслях промышленности ставят его в число важнейших видов минерального сырья. Ежегодно в мире получают около 4,5 млн т концентрата плавикового шпата. Ведущая страна по его производству — Китай (свыше 2,5 млн т), за ним следуют Мексика (около 0,6 млн т), Марокко и Монголия, а также Италия, Испания, Россия, Франция и Бразилия. Суммарное производство концентрата в десяти странах составляет более 92% от мирового. Остальная часть приходится на Великобританию, Германию, Кению, Намибию и другие страны.

Условия образования плавикового шпата чрезвычайно разнообразны: он зафиксирован как продукт магматических, грейзеновых, пегматитовых, карбонатитовых, скарновых, гидротермальных и осадочных процессов. Это предопределяет известную сложность классификации его месторождений, проводимую как на генетической, так и формационной основе. Причем в последнем случае для выделения формации часто используются различные признаки: минеральный состав, состав вмещающих пород, связь с различными изверженными породами, структурные условия локализации и морфологии рудных залежей и др.

В настоящее время, однако, основное промышленное значение имеют гидротермальные месторождения. Лишь для оптического флюорита основным природным источником являются пегматиты. Подавляющая часть гидротермальных месторождений приурочена к разнообразным разрывным нарушениям в различных по составу и генезису породах. Совокупность этих факторов предопределяет морфологию рудных тел, а также в некоторой степени минеральный состав руд.

В изверженных породах (гранитах, порфиритах и др.) преобладают простые жилы выполнения; в осадочных аркозово-сланцевых толщах широко развиты жильные формы более сложной морфологии с раздувами, пережимами, апофизами, обусловленной благоприятностью аркозов для метасоматического замещения; в карбонатных породах (главным образом в известняках) господствуют метасоматические пластовые, седловидные, штокообразные и другие залежи сложной формы.

Термобарометрические исследования газовой-жидких включений во флюорите и его ассоциации с различными минералами позволяют с известной долей условности разделить гидротермальные месторождения флюорита на гипо-, мезо- и эпитеpмальные. Это разделение подкрепляется характером связи с интрузивами как возможными источниками рудообразующих гидротермальных растворов.

Гипотермальные месторождения локализованы в контакте с "родительским" интрузивом обычно кислого состава; кровля гранитов грейзенизирована, а вмещающие их карбонатные породы скаpнированы. Среди минералов присутствуют бесцветные слюды, турмалин, касситерит, топаз, криолит. Кристаллизация флюорита начиналась при температурах 500–300 °C в обстановке больших глубин.

Мезотермальные месторождения залегают на большом расстоянии от кровли интрузивов. В числе минералов руд кварц, барит, кальцит, обычные сульфиды цветных металлов, иногда появляются минералы редких земель и урана. Вмещающие породы обычно серицитизированы, окремнены или пиритизированы. Начало кристаллизации флюорита фиксируется при температурах 300–200 °C в условиях умеренных глубин.

Связь эпитеpмальных месторождений с магматическими образованиями гипотетична. Флюорит в рудах этих малоглубинных месторождений ассоциирует с опалом, халцедоном, каолинитом, пиритом и марказитом; появляются сульфиды ртути и сурьмы. Чрезвычайно характерны текстуры выполнения: брекчиевые, полосчатые и концентрические, кокардовые, а также пустоты в центральных частях рудных тел, инкрустированные по стенкам кристалликами флюорита, марказита и других минералов. Температуры гомогенизации включений в минералах руд не превышают 200 °C, иногда составляя несколько десятков градусов.

Если для гипотермальных месторождений источник гидротермальных растворов очевиден, то в случае мезо- и особенно эпитеpмальных объектов он является предметом дискуссии. Большинство исследователей связывают эти месторождения с глубинным магматическим очагом щелочной, основной или кислой магмы; другие полагают, что происходила мобилизация первично-осадочного флюорита гидротермальными растворами в ходе тектономагматической активизации.

Среди российских и зарубежных геологов в качестве важнейших геолого-промышленных типов флюоритовых месторождений принято выделять: 1) неправильные, сложной формы тела дифференцированных камерных пегматитов в апикальных частях

гранитных плутонов как господствующий источник кристаллов оптического флюорита; 2) гидротермальные жилы, секущие зоны дробления и трубообразные тела в терригенно-осадочных, изверженных и редко в карбонатных породах; 3) стратиформные гидротермальные залежи преимущественно в карбонатных породах.

Пегматитовые месторождения являются комплексными: помимо крупных кристаллов флюорита они содержат горный хрусталь, кварц для плавки, полевой шпат и др.; их характеристика приведена при описании месторождений пьезооптического сырья (см. гл. 13).

Гидротермальные жильные месторождения являются одним из главных промышленных источников плавикового шпата. Их отличает высокое (до 90%) содержание CaF_2 в рудах, простой минеральный состав (флюорит и кварц, реже карбонаты, барит и сульфиды). Типичными представителями этого типа в нашей стране являются многочисленные месторождения Забайкалья (Солонечное, Усуглинское, Абагатуйское, Березовское, Наранское, Калангуйское, Таменгское и др.), а также селлаит-флюоритовое Суранское в нижнерифейских толщах Башкирского мегантиклинория. За рубежом к этому типу относятся месторождения провинций Хубэй, Чжэцзян, Шаньдун и Внутренней Монголии в Китае, большинство месторождений Восточной Монголии (Бороундар, Адаг, Дзун-Цаган-Дель, Хара-Айраг, Хубо-Булак, Яматское и Хонгорское рудные поля и др.), месторождения района Минас-де-Навидад в Мексике, Центрального Французского массива (Россиньоль и другие во Франции), Пеннинских гор (рудное поле Дарбишир, Англия), Испании (Озор), Италии (Торгола), Южного Иллинойса (Розиклер-Гудхоуп, США), Марокко (Эли-Хаммаи) и др.

Стратиформные гидротермальные залежи обычно имеют пластовую, линзовидную, пластообразную, седловидную и другие формы, залегая согласно с вмещающими стратифицированными толщами пород. В настоящее время эти месторождения являются ведущими как по запасам, так и по добыче плавикошпатового сырья, несмотря на заметно меньшие (15–70%) содержания CaF_2 в рудах. В минеральном составе возрастает роль барита. Для них свойственно наличие перекрывающих залежи литологических экранов в сочетании с благоприятными складчатыми и разрывными структурами. К рассматриваемому типу относятся Даринское и Степное в Забайкалье, Амдерминское в Пайхое (Россия), Таскайнарские месторождения в Южном Казахстане, Аурахматское в Средней Азии, Покровско-Киреевское на Украине, многочисленные месторождения района Де-Ан в китайской провинции

Цзянси, районов Сарагоса, Рио-Верде и Пико-де-Этерио в Мексике с их высококачественными рудами (80–85% CaF_2 , по 5–10% кальцита и кварца или халцедона, незначительные количества барита и сульфидов), штатов Иллинойс, Кентукки и Техас в США, р-на Морван во Франции, юга и северо-востока ЮАР (Зварткluft и др.) и других стран.

Особняком в составе стратиформных месторождений стоит Пьянчиано в Италии — уникальный объект песчано-глинисто-флюоритовых руд (15,3 млн т руды с содержанием тонкозернистого флюорита 35–44%) в слабо литифицированных озерных пирокластических отложениях влк. Сабатини.

Вознесенское флюоритовое месторождение в Приморье

Вознесенское месторождение является наиболее крупным флюоритоносным объектом в одноименном рудном районе, расположенном к югу от оз. Ханка (Приморье). Этот район соответствует юго-восточной части Ханкайского кристаллического массива — раннепалеозойской складчатой структуры, сложенной осадочно-метаморфизованными породами позднепротерозойско-раннекембрийского возраста. Породы смяты в крутые, часто опрокинутые на северо-восток изоклинальные складки северо-западного направления, осложненные продольными и поперечными разломами. Последние разделяют площадь рудного поля на отдельные блоки. Размещение гранитных интрузивов и месторождений контролируется глубинными разломами дорифейского фундамента.

Само месторождение приурочено к осевой зоне антиклинальной складки, сложенной органогенными известняками и плотными филлитовидными сланцами нижнего кембрия и прорванной Вознесенским штоком раннепалеозойских лейкократовых порфиroidных гранитов. Этот интрузив вытянут на северо-запад согласно с простираем складки, выходя на поверхность в виде эллипсовидного тела в северной части месторождения; на центральном участке он фиксируется на глубине более 300 м. Граниты штока в его апикальной части, осложненной многочисленными субвертикальными апофизами, превращены в кварцево-слюдистые и топазовые грейзены, а в глубоких горизонтах — альбитизированы.

Широким развитием на месторождении пользуются сложноветвящиеся дайки диоритовых порфиритов северо-западного и северо-восточного простираения, пересекающие гранитный интрузив, но предшествующие апокарбонатной флюоритовой минерализации. Отмечаются также пострудные базальтовые дайки.

Рудная зона этой минерализации находится среди известняков в экзоконтактовой надапикальной части гранитного штока, прослеживаясь на расстояние около 1,5 км (рис. 47). Большая часть запасов месторождения заключена в Главном рудном теле, находящемся в центральном блоке рудной зоны, ограниченном северо-восточными разломами. В его поперечном сечении различаются западный и восточный рудные столбы и центральная часть с бедными рудами. В северо-западном блоке рудной зоны оконтурено рудное тело Северный фланг, а в юго-восточном — рудное тело Южная апофиза пластовой формы и субвертикального падения, соединяющееся с Главным рудным телом.

Руды месторождения относятся к слюдисто-флюоритовому типу; большей частью они представляют мелкозернистую серовато-сиреневую массу, состоящую из флюорита (63–66 мас. %) и светлых (преимущественно мусковит) слюд (25–35 мас. %), а также небольших количеств турмалина, селлаита, касситерита, графита, апатита, топаза, скаполита, диаспора, корунда, клиноцоизита, сфалерита, пирита, пирротина и кварца. Внутри слюдисто-флюоритовых руд нередко ксенолиты (остатки от замещения) известняка, благодаря чему на месторождении помимо силикатно-флюоритового выделяется еще и карбонатно-флюоритовый технологический тип руд. Текстуры и структуры руд разнообразны, наиболее распространены массивные текстуры с зернистыми, ячеистыми и ситовидными структурами, реже — очковые, фестончато-полосчатые и брекчиевидные текстуры. Внутреннее строение рудных тел осложняется многочисленными дайками диоритовых порфириров, апофизами гранитов, а также различными прожилками. В экзоконтактах рудных тел вмещающие известняки в различной степени флюоритизированы.

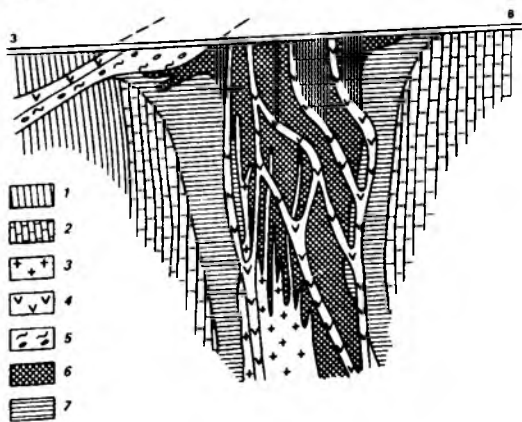
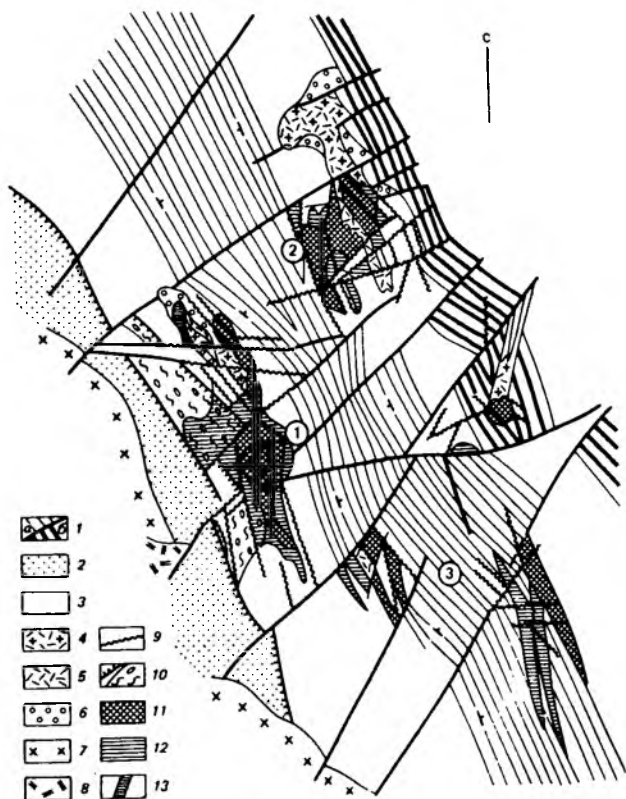
По данным И.Н. Говорова и М.Д. Рязанцевой, руды месторождения сформировались путем метасоматического замещения известняков в условиях повышенных температур, постепенно снижавшихся при колеблющейся кислотности-щелочности среды и

Рис. 47. Вверху — схема строения Вознесенского рудного поля в плане (по М.Д. Рязанцевой):

1 — сланцы (а — филлитовидные, б — графитистые); 2 — алевролиты; 3 — известняки; 4 — грейзенизированные граниты; 5 — грейзены; 6 — скарны; 7 — диориты; 8 — кварцевые порфиры; 9 — порфириты; 10 — тектонические нарушения; 11 — флюоритовые руды; 12 — флюоритизированные известняки; 13 — цинковые руды. Цифры в кружках — месторождения: 1 — Вознесенское, 2 — Пограничное, 3 — Лагерное.

Внизу — поперечный разрез Главного рудного тела Вознесенского месторождения (по Э.И. Шкурко):

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — граниты; 4 — порфириты; 5 — зоны дробления и милонитизации; 6 — флюоритовые руды; 7 — флюоритизированные известняки



высокой активности фтора. Кристаллизация основной массы флюорита (по результатам гомогенизации заключенных в нем газовой-жидких включений) происходила при температурах 360–170 °С. Наличие жидкой углекислоты в газовой-жидких включениях свидетельствует о вскипании рудообразующих растворов; давление при этом 480–1330 бар. При более низких температурах (до 60–70 °С) формировались поздние эпигенетические прожилки флюорита. Геологическая обстановка рудообразования характеризовалась наличием перекрывающего замещающие известняки экрана, роль которого выполняли либо сланцы, либо зона полового надвига западного падения.

По исследованиям И.И. Куприяновой и других, формирование редкометалльно-флюоритовых месторождений Вознесенского рудного поля (месторождения Вознесенское и Пограничное) было многоэтапным и многостадийным с преобладанием апокарбонатных метасоматических процессов. При этом отложение флюорита происходило на всех этапах (раннем и позднем альбититовых, грейзеновом и гидротермальном).

В настоящее время Вознесенское месторождение является основным объектом по добыче флюоритового сырья в России.

Флюоритовые месторождения Восточной Монголии

Монгольская Народная Республика — третья страна в мире после Китая и Мексики по добыче плавикового шпата. Главнейшие месторождения этого сырья сосредоточены в ее восточной и центральной частях, объединяясь в так называемый Восточно-Монгольский флюоритовый пояс, совпадающий с одноименным вулканическим поясом мезозоид, вытянутым на северо-восток в пределах страны более чем на 1000 км при ширине 200 км. В составе этого пояса, пока еще недостаточно изученного, к настоящему времени выявлено свыше 300 месторождений и рудопроявлений флюорита.

Месторождения находятся среди пород дифференцированной базальт-(трахибазальт)-андезит-риолитовой (трахириолитовой) и контрастной базальт-риолитовой (трахириолитовой) формаций, представленных эффузивными, пирокластическими, экструзивными, эруптивными, приповерхностными и субвулканическими фациями магматизма. Установлено, что самые поздние кислые эффузивы и субвулканические тела субщелочного и кислого составов этих формаций могут давать непрерывный ряд с гипабиссальными интрузиями подобного состава, группируясь в определенные вулканоплутонические ассоциации.

Широко развиты локальные вулканотектонические структуры: вулканические аппараты центрального типа, кальдеры проседания, кольцевые и радиальные трещины и т.п.

Практически все месторождения представлены рудными телами выполнения (жилами, зонами брекчирования и др.), значительно реже — метасоматическими линзообразными залежами в карбонатных породах. По составу это кварц-флюоритовые образования, в которых кроме ведущего флюорита и сопутствующего ему кварца в подчиненном количестве присутствуют также адуляр, карбонаты, барит, глинистые минералы, пирит, реже галенит и киноварь. Текстуры руд чаще всего массивные, полосчатые и брекчиевые, реже — прожилковые и гнездообразные, иногда — кокардовые, бурундучные, друзовые и др. В массивных рудах содержание CaF_2 превышает 65%, в других оно, как правило, ниже. Вокруг рудных тел во вмещающих вулканитах отчетливо проявлены околорудные изменения — окварцевание и аргиллизация.

В размещении рудных тел большое значение имеет структурный контроль: практически на всех известных рудных полях и месторождениях устанавливается определяющая роль разнообразных разрывных нарушений.

Так, месторождение Дзун-Цаган-Дель (рис. 48) представляет систему субпараллельных рудных



Рис. 48. Геологическая карта месторождения флюорита Дзун-Цаган-Дель (по Д.И. Фрих-Хар и др.).

Верхнеюрско-нижнемеловые вулканиты: 1 — базальты, 2 — риолиты, 3 — зона лавобрекчий кислого состава; 4 — линии контактов; 5 — разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 6 — рудные (кварц-флюоритовые) тела; 7 — зоны окварцевания

жил субмеридионального простирания и крутого близвертикального падения, расположенных в зоне дробления и интенсивного смятия шириной 100–150 м. Эти жилы кварц-флюоритового выполнения с преобладающими брекчиевыми и прожилковыми (в меньшей степени с полосчатыми и массивными) текстурами мощностью в метры и протяженностью в десятки–сотни метров имеют простую морфологию и ориентацию, строго подчиненные рудовмещающим трещинным структурам линейного типа, отчетливо рассекающим контакты окружающих пород. Рудовмещающие породы — основные и средние эффузивы, граниты и трахириолиты — интенсивно брекчированы, хлоритизированы, окварцованы и каолинизированы. Указанная тектоническая зона входит в систему прибортовых параллельных меридиональных разломов, осложняющих крупную региональную структуру — Олонгин-Уханскую позднемезозойскую впадину и контролирующих размещение поясов даек основного и кислого состава.

Значительно более широко развиты месторождения с локализацией рудных тел в кольцевых и радиальных трещинных вулканопольных структурах. Это отчетливо видно на примере месторождений Ямаатского и Хонгорского рудных полей. Ямаатское рудное поле сложено разнообразными вулканическими породами от основного до кислого состава, в том числе дайкообразными телами субщелочных автомагматических брекчий. Эти же породы фиксируют положение жерловой части вулканического аппарата центрального типа. Простые жилы протяженностью до 100 м, сложенные преимущественно массивными и полосчатыми кварц-флюоритовыми рудами, локализованы в полукольцевых конических центриклинальных трещинах; несколько более протяженные жилы фиксируются в линейных “касательных” и радиальных трещинах. Примечательно, что субщелочные автомагматические брекчии вулканического жерла и секущее их тело сферолитовых трахириолитов несут флюоритовую минерализацию сингенетического и эпигенетического типов.

Своеобразие вулканотектонической структуры центрального типа на Хонгорском рудном поле (рис. 49) состоит в том, что определяющие ее позднеюрско-раннемеловые вулканы (дациты, дацит-порфиры, трахириолиты, кварцевые латиты, трахиандезиты, андезитобазальты и базальты, а также их туфы, лаво- и туфобрекчии) распространены лишь в северной ее половине, тогда как в южной — широко проявлены полукольцевые и радиальные трещины, рассекающие докембрийские слюдисто-глинистые сланцы с прослоями известняков. Именно здесь и фиксируется флюоритовая минерализация: жилы массивных и брекчиевых кварц-флюоритовых руд в полукольцевых, а дайки флюоритизи-

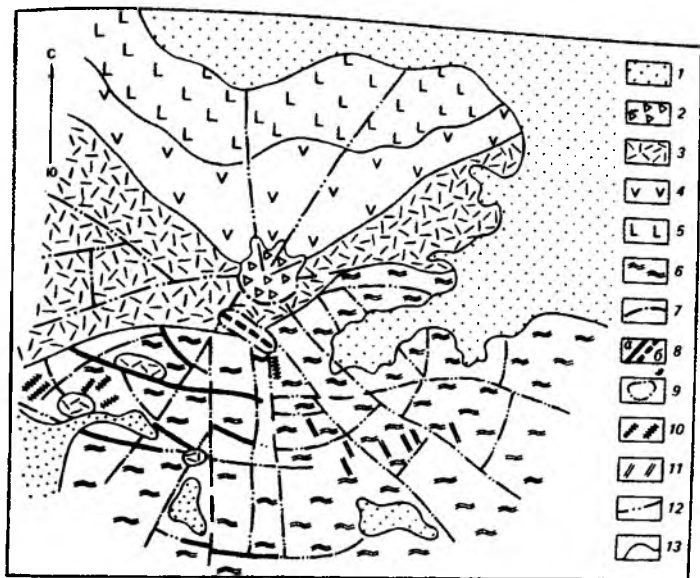


Рис. 49. Схема геологического строения вулканотектонической структуры Хонгор-Урх (по Ш. Батжаргалу и Ж. Лхамсүрэн):

1 — четвертичные отложения; позднелюрско-раннемеловые: 2 — дациты, дацит-порфиры; 3 — трахилипариты, кварцевые латиты (покровы и субвулканические тела); 4 — трахиандезиты, их агломеративные туфы; 5 — базальты, андезитобазальты, их лаво- и туфобреккии; 6 — докембрийские слюдяно-глинистые сланцы с прослоями известняков; 7 — вторичные кварциты; 8 — кварц-флюоритовые рудные тела (а — установленные, б — предполагаемые); 9 — площадь развития каолиновой минерализации; дайки: 10 — кислого состава; 11 — основного состава; 12 — разрывные нарушения; 13 — геологические границы

рованных автомагматических брекчий — в радиальных разрывах. Отметим, что совершенно иной состав и возраст вмещающих рудные тела пород не меняют облик слагающих их руд.

Как это установлено монгольскими и российскими геологами, флюоритовая минерализация в Восточной Монголии сопряжена с наиболее дифференцированными фациально и по составу магматитами позднемезозойской вулканоплутонической ассоциации щелочно-базальтовой магмы, обогащенной фтором. Возраст этой минерализации устанавливается как неокеновый (с максимумом проявления в валанжине). Отложение кварц-флюоритовых руд в полостях трещин происходило на глубинах 600–800 м от поверхности из гидротермальных растворов, температура которых не превышала 180 °C.

Таскайнарское рудное поле, объединяющее месторождения Таскайнар Южный, Восточный, Промежуточный, Западный, I, II и два рудопоявления, приурочено к участку сопряжения Кендыктас-Чу-Илийского и Занлийского антиклинорий в Южном Казахстане. В геологическом строении месторождений принимают участие крутопадающие среднеордовикские известняки и полого-залегающие нижнекаменноугольные красноцветные образования. На западном фланге рудного поля между этими отложениями появляются кварцевые порфиры девонского (?) возраста. Весь этот стратифицированный разрез пород прорван редкими дайками основного и среднего состава, а также телами диоритов.

Среднедевонские известняки, тонкокристаллические и мраморизованные, содержат редкие пласты песчаников небольшой мощности. Кварцевые порфиры предположительно девонского возраста образуют прерывистые пластовые тела типа покровов. Красноцветные нижнекаменноугольные отложения представлены разнозернистыми песчаниками с подчиненным количеством аргиллитов, алевролитов, гравелитов и конгломератов.

Граница между ордовикскими и девонско-каменноугольными образованиями подчеркивается межформационными брекчиями широкого площадного распространения средней мощностью 18 м. В обломках этих брекчий находятся известняки, реже песчаники, в цементе — рыхлый песчанистый материал силурийско-девонской коры выветривания.

Характерными структурами рудного поля являются линейно вытянутые горст-антиклинали северо-западного простирания эрозивно-тектонического происхождения — так называемые валы (Южно-Таскайнарский и Северо-Таскайнарский), хорошо прослеживаемые по геологическим и геофизическим данным благодаря сокращенному разрезу перекрывающих нижнекаменноугольных отложений. Они унаследовали ордовикские складчатые структуры, продолжая существовать как линейные поднятия древнего рельефа в додевонско-раннекаменноугольной седиментации. Валы осложнены продольными (северо-западными) и поперечными (субмеридиональными и северо-восточными) крутопадающими посленижнекаменноугольными разломами.

Флюоритовые плащеобразные залежи по своему размещению на рудном поле приурочены к куполовидным частям этих горстов-антиклиналей (валов). С Южно-Таскайнарским валом связаны месторождения Таскайнар Восточный, Южный, II, Промежуточный и Западный, а с Северо-Таскайнарским — Таскайнар-I, Бериктас Ргайты.

Месторождение Таскайна-Южный является наиболее крупным объектом рудного поля, располагаясь в центральной части Южно-Таскайна-Южного вала. Основная структура месторождения — линейная горст-антиклиналь, сложенная среднеордовикскими известняками, перекрытыми нижнекаменноугольными песчано-сланцевыми отложениями. Флюоритовая минерализация приурочена к межформационной брекчии в основании среднепалеозойских пород, а также к крутопадающим разломам среди среднеордовикских известняков.

Основная рудная залежь имеет плащеобразную куполовидную форму, облекая выступ каледонского рельефа (рис. 50). Она вытянута в северо-западном направлении на 1260 м при ширине от 70 до 500 м и средней мощности 9,4 м. Залежь повсеместно перекрыта нижнекаменноугольными отложениями с глубиной залегания от 40 до 250 м. Центральная часть этой залежи (560×440 м, средняя мощность 13,3 м) имеет форму свода с углами падения крыльев в продольном разрезе 8–10°, а в поперечном — 30–40°.

Более половины залежи выполнено кварц-флюоритовыми рудами, остальная часть — кварц-кальцит-флюоритовыми и барит-флюоритовыми. Характерно, что центральная и купольная части залежи сложены кварц-флюоритовыми рудами, а на флангах появляются кварц-кальцит-флюоритовые; кварц-барит-флюоритовые руды образуют небольшие гнезда.

По Я.П. Самсонову, формирование месторождения происходило в три этапа: дорудный, рудный и пострудный. В дорудный этап образовался кварц, а в кровле межформационных брекчий терригенные нижнекаменноугольные отложения подверглись окварцеванию, серицитизации и карбонатизации. Рудный этап состоял из нескольких последовательных стадий, в течение которых в полости межформационных брекчий произошло образование рудной залежи главным образом путем выполнения пустот и трещин, в меньшей степени — метасоматически. В пострудный этап отлагались карбонаты (кальцитовые жилы). С учетом данных температур образования флюорита (200–80 °С) месторождение рассматривается как низкотемпературное телетермальное: гидротермальные растворы в эпоху мезокайнозойской активизации, по-видимому, мобилизовали первично-осадочный флюорит, рассеянный во вмещающих толщах. Другая точка зрения предполагает наличие генетической связи фторных эманаций с субшелочным гранитоидным магматизмом посткаменноугольного возраста (В.С. Знаменский).

Запасы этого крупного месторождения, подсчитанные при бортовом содержании 15% CaF_2 , составляют 8 млн т руды. Среднее

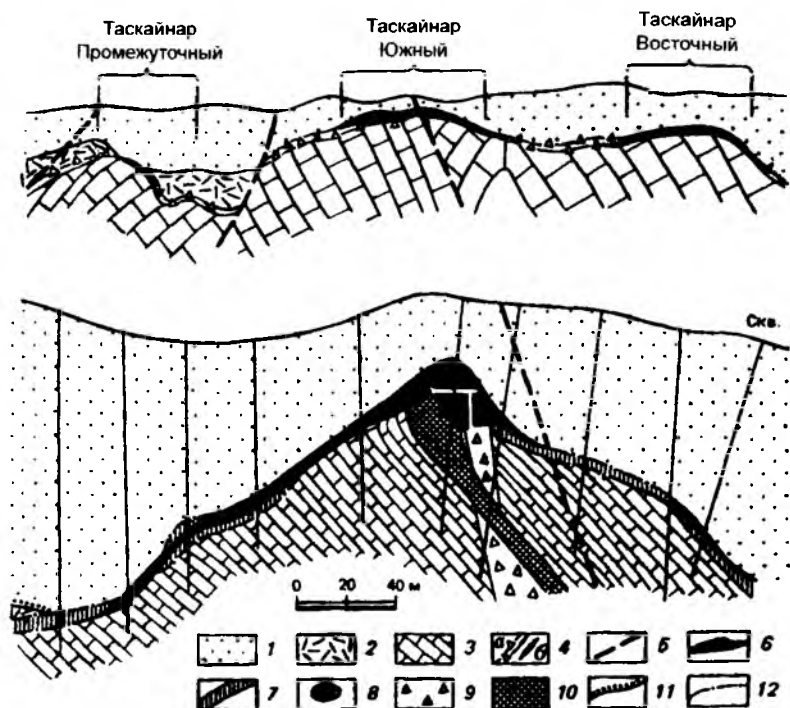


Рис. 50. Схема размещения рудных залежей Таскайнарских флюоритовых месторождений — продольный разрез (вверху) и геологический разрез месторождения Таскайнар Южный (внизу) (по Я.П. Самсонову):

1 — терригенно-осадочные отложения нижнего карбона; 2 — кварцевые порфиры верхнего девона; 3 — известняки среднего ордовика; 4 — контуры межформационной брекчии (а — безрудной, б — с промышленным содержанием флюорита); 5 — основные тектонические нарушения; типы руд: 6 — кварц-флюоритовый, 7 — кварц-кальцит-флюоритовый, 8 — барит-кварц-флюоритовый, 9 — жильные руды кварц-флюоритового и кварц-кальцит-флюоритового состава; 10 — пострудная кальцитовая жила; 11 — стратиграфическое несогласие; 12 — контур межформационной брекчии

содержание CaF_2 в подсчетном контуре — 30%. При флотационной схеме переработки руды обеспечивается получение концентрата марки ФФ-95Б.

Стратиформные месторождения флюорита района Морван (Франция)

Большинство флюоритовых месторождений Франции — одной из ведущих стран по добыче этого сырья в Европе — связаны с Центральным Французским срединным массивом и его об-

рамлиением в трех флюоритоносных районах: Морван, Марше и Альбизуа.

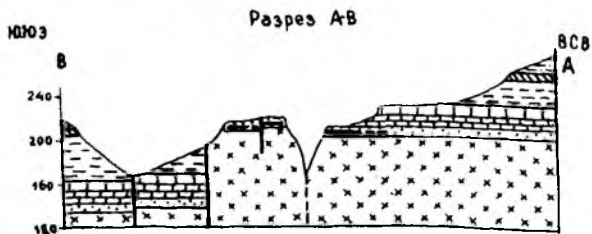
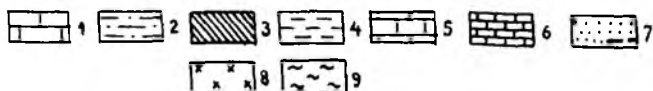
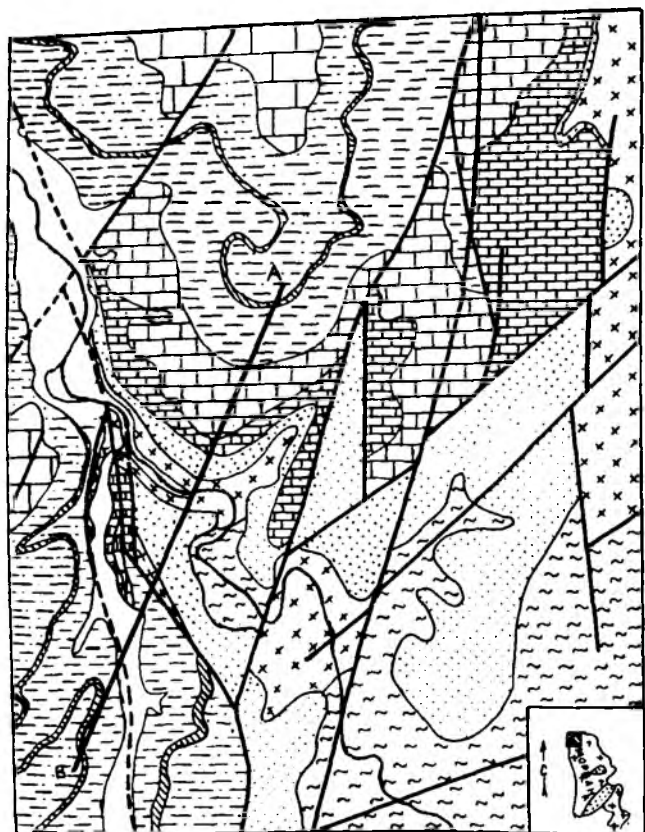
Район Морван находится в юго-восточной части Парижского бассейна севернее г. Оутун и включает горст герцинского фундамента, являющийся северо-восточным меридиональным выступом Центрального массива. Помимо давно известных флюоритовых и флюорит-баритовых жил в породах цоколя массива (месторождение Волтенье и др.), здесь в последние десятилетия установлена стратиформная минерализация аналогичного состава, отчетливо локализуемая по ближней периферии массива в основании мезозойского платформенного чехла среди триасовых, геттангских или синемюрских трансгрессивных отложений на герцинском фундаменте.

В настоящее время здесь известно семь месторождений: Пьер-Петюи, Понтобер, Марини-сюр-Ионн, Курсель-Фремой, Антюлли-Маркиза, Эргёй, Антюлли-Шароньер. Доказанные запасы этих месторождений значительны (свыше 13 млн т руды при содержании CaF_2 в 32–40%), что выдвигает район Морван в число весьма заметных в мире. Помимо флюорита в рудах присутствует попутная промышленная минерализация барита (от 5 до 24% BaSO_4), а также примеси сульфидов цветных металлов.

Несмотря на некоторые индивидуальные особенности, все эти месторождения характеризуются пластовой, согласной формой залежей, стратиграфически приуроченных к узкому интервалу триас-синемюр, палеогеографически — к границе бассейн-континент, литологически — к заметно силицифицированным карбонатным породам, реже к песчаникам, тектонически — к разломам в цоколе массива, контролирующим и локализацию жильных месторождений на сопредельных участках.

Одно из этих месторождений Пьер-Петюи (рис. 51) расположено в северо-западной части морванского горста в тектоническом блоке, ограниченном с запада краевым разломом горста, а с востока — системой трещин ССВ-ЮЮЗ ориентировки. Породы фундамента, обнажающиеся в узкой долине р. Кюры, представлены здесь сильно раздробленными и измененными на несколько метров двуслюдяными гранитами; в зоне их изменения — обилие субвертикальных и субгоризонтальных кварцевых прожилков.

Продуктивная пачка Шитри, залегающая практически горизонтально в основании платформенного чехла, обнажается по обоим бортам р. Кюры, ее мощность 3–10 м. Она сложена сильно окварцованными брекчированными кавернозными известняками геттанга (нижняя юра), содержащими неравномерную флюорит-баритовую минерализацию. В основании пачки содержатся



обломки нижележащих двуслюдяных гранитов и других пород фундамента.

Пачка Шитри перекрыта пластом мощностью 0,6 м зеленых плотных аргиллитов, переходящих в песчаники. Выше по разрезу следуют геттангские мергели с прослоями известняков, сменяемые вверху известняками средней юры. Общая мощность перекрывающих пород кровли составляет около 10 м. Весь комплекс пород мезозойского платформенного чехла слабо погружается к северу.

Промышленная рудная залежь месторождения в разрезе не выходит за пределы пачки Шитри со средней мощностью 4 м, а в плане оконтуривается скважинами по бортовому содержанию 32% CaF_2 среди минерализованной зоны протяженностью 4 км и шириной 200 м в виде двух блоков — северного (Дамньер) и южного (Эпней), разделенных р. Кюрой. Площадь северного блока 25 га, коэффициент вскрыши 0,92, а южного соответственно 23 га и 1,35.

Внутреннее строение залежи неравномерно: в вертикальном разрезе по керну скважин оно характеризуется чередованием богатых и бедных (порой безрудных) интервалов мощностью до 1 м и четким возрастанием кремнезема SiO_2 в сторону кровли. Ясно проявлена латеральная зональность в плане: с юго-востока на северо-запад концентрация флюорита в рудах возрастает от 33,2 до 37,6% CaF_2 , содержание барита, наоборот, падает от 22,5 до 9,1% BaSO_4 .

Руды представляют собой брекчированный кавернозный известняк сильно окремненный. Агрегаты субидиоморфных миллиметровых кристалликов беловатого, сероватого, бежевого и коричневатого флюорита образуют кокарды вокруг обломков известняков. Эти кокарды могут соприкасаться друг с другом, и руда приобретает кокардово-брекчиевую текстуру. Пустоты между кокардами часто инкрустированы кубиками бесцветного и желтого флюорита размером до 2 см с образованием жеод.

Барит представлен беловатыми и розоватыми кристаллами сантиметровых размеров; его желтоватые таблитчатые кристаллы появляются также в жеодах совместно с кубиками флюорита. Кроме флюорита и барита в рудах встречаются галенит, сфалерит, реже пирит и халькопирит. Их общее количество невелико

Рис. 51. Геологическая карта и разрез флюоритового месторождения Пьер-Петюи (район Морван, Франция) (по Д. Суле де Лифон и Ж. Лежу):

1 — средняя юра; 2 — тоар-ален; 3 — верхний домер; 4 — нижний домер; 5 — синемюр; 6 — геттанг; 7 — пачка Шитри с флюоритовой минерализацией; 8 — двуслюдяные граниты; 9 — кристаллофилииты цоколя

(максимально 1% суммы свинца и цинка в руде), однако галенит может образовывать сантиметровые кристаллы или видимые скопления мелких кристаллов; мельчайшие кристаллики других сульфидов рассеяны и плохо заметны невооруженным глазом.

Рассматривая генезис стратиформных флюорит-баритовых месторождений района Морван, французские геологи обращают внимание на перемещение береговой линии в поздне триасово-синемюрское время и приуроченность к этой границе (континент-бассейн) рассеянной флюорит-баритовой минерализации, опоясывающей массив Морван на расстояние свыше 200 км; одновременно они подчеркивают эпигенетический, наложенный характер этой минерализации на карбонатные породы геттанга. По мнению А.Д. Шеглова, стратиформные месторождения района Морван являются гидротермальными, сформировавшимися одновременно с жильными месторождениями в раннеюрское время как результат поступления глубинных фторсодержащих растворов по регионально единым зонам разломов в геттангские брекчированные известняки, благоприятные для отложения флюорита и барита. Глубинный источник гидротерм и их связь с определенными магматическими породами пока не установлены.

Глава 9

БАРИТ И ВИТЕРИТ

Природный сульфат бария — барит, или тяжелый шпат (BaSO_4), встречается в виде зернистых масс и хорошо оформленных кристаллов нередко крупных размеров. Изредка попадаются очень крупные кристаллы оптического барита, однако чаще они замутнены газовой-жидкими включениями и микротрещинами. Для минерала характерны белый и серый цвета, стеклянный или перламутровый блеск, неровный излом и совершенная спайность. В качестве примесей в барите присутствуют кальций и стронций, иногда встречаются разновидности, содержащие свинец и радий. Его теоретическому составу соответствует 65,7% BaO и 34,3% SO_3 .

Основным технологическим свойством минерала является высокая плотность (4,3–4,6 г/см³), заметно снижающаяся, однако, с увеличением в нем примесей и включений; в сочетании с химической инертностью, малой абразивностью, обусловленной низкой твердостью (2,5–3,5), и сравнительно невысокой стоимостью это предопределяет основную область использования барита как наилучшего утяжелителя промывочной жидкости при бурении глубоких скважин: около 75% из более чем 7 млн т ежегодной мировой добычи минерала используется с этой целью.

Из других свойств существенны высокое содержание бария, высокая адсорбционная способность к рентгеновскому излучению, нерастворимость в воде и слабых кислотах, прозрачность крупных кристаллов, ядовитость бариевых соединений. Перечисленные свойства обусловили применение остальных 25% барита в качестве белого наполнителя бумаги, в производстве жестких сортов резины, гидравлического бариевого цемента, специальных штукатурок и тяжелых бетонов, изолирующих рентгеновское излучение, в производстве керамики и специальных стекол, в химической и лакокрасочной промышленности для получения красок, бариево-цинковых белил, всевозможных солей и препаратов бария, включая инсектициды (ядовитые соединения, используемые в сельском хозяйстве для борьбы с грызунами и др.), в черной металлургии в качестве раскислителя. Молотый барит в смеси с латексом и горячим асфальтом применяется для покрытия взлетно-посадочных полос и обычных дорог, обеспечивая получение прочного и гибкого слоя. Крупные бездефектные прозрачные кристаллы барита используются как пьезооптическое сырье. Сплавы с участием бария употребляют для изготовления газопоглотителей, типографских и антифрикционных изделий, а его соединения — в производстве сегнетоэлектриков и материалов для защиты от радиоактивного и рентгеновского излучения.

Другой промышленный минерал бария — природный карбонат витерит (BaCO_3) по физическим свойствам близок бариту, отличаясь несколько большей твердостью и сравнительно хорошей растворимостью в воде и слабых кислотах. Значительно меньшая распространенность в природе резко сужает возможность его практического использования.

Руды барита и витерита обычно всегда требуют обогащения. Наиболее легкообогатимыми являются песчано-баритовые и глинисто-баритовые руды. Труднее обогащаются барит-кварцевые и барит-флюоритовые руды (особенно при тонком взаимном прорастании этих минералов), их переработка рентабельна при содержании барита более 35–40%. Наиболее трудно обогащаются руды, содержащие оксиды железа. Для витеритовых руд, используемых главным образом в химической промышленности, содержание витерита должно превышать 36%. Товарный барит может представлять гравитационный и флотационный концентраты, тонкоизмельченный (молотый) и грубоизмельченный (кусковой) барит.

Качество баритового концентрата определяется его принадлежностью к различным классам и маркам (табл. 11). Концентрат класса А как наполнитель и сырье для получения солей бария

Требования промышленности к качеству баритовых концентратов

(по Н.Ф. Романовичу)

Класс	Марка	Массовая доля BaSO_4 не менее, %	Максимально допустимые массовые доли %			
			SiO_2	Fe	Ca + Mg	водорастворимые соли
А	КБ-1	95,0	1,5	0,5	0,5	0,25
	КБ-2	92,0	1,5	1,0	1,0	0,30
Б	КБ-3	90,0	2,5	1,5	1,5	0,35
	КБ-4	87,0	3,5	2,0	6,0	0,40
	КБ-5	85,0	4,5	2,5	7,0	0,45
	КБ-6	80,0	4,5	2,5	7,0	0,45

Примечание. Fe учитывается в пересчете на Fe_2O_3 , (Ca + Mg) — в пересчете на CaO; для всех марок класса А: рН = 6–8, доля влаги не более 2%; для концентратов класса А при использовании как наполнителя белых красок нормируется коэффициент яркости (КБ-1 — не менее 90%, остальные — не менее 80% и массовая доля влаги — не более 1%).

используется в химической, лакокрасочной, цементной, строительной и других отраслях промышленности, а концентрат класса Б (марки КБ-3, КБ-5, КБ-6) как утяжелитель идет на нужды нефте- и газодобывающей промышленности.

В связи со все расширяющимся перечнем областей использования барита, а главное, с ростом объема глубокого бурения на нефть и газ, его добыча и потребление в целом возрастают. В настоящее время при общей мировой добыче барита свыше 7 млн т в год лидирующее положение занимают КНР (до 3,5 млн т), США (до 0,7 млн т), Индия (до 0,5 млн т) и Марокко (0,35 млн т), оставшаяся часть приходится в основном на Мексику, Иран, Таиланд, Болгарию, Германию, Испанию, Северную Корею и Турцию. В России максимум добычи составил 0,16 млн т (1996 г.), в Казахстане — 0,135 млн т (1994 г.), в Грузии — 0,012 млн т (1995 г.).

Сырьевая база баритдобывающей промышленности представлена как собственно баритовыми, так и комплексными месторождениями. По минеральному составу в первых могут быть монобаритовые, барит-витеритовые, кварц-баритовые и кальцит-кварцево-баритовые руды, а в комплексных месторождениях — барит-флюоритовые, редкометалльно-барит-флюорит-железорудные, барит-колчеданные и барит-полиметаллические. В России и Казахстане по промышленным запасам и добыче преобладают месторождения сульфидно-баритовых руд (барит-колчеданные и

барит-полиметаллические), среди которых могут появляться обособленные тела собственно баритовых руд (например, на месторождении Кварцитовая Сопка в Хакасии — одном из главных разрабатываемых объектов в России).

Генетически подавляющее большинство баритовых и комплексных баритсодержащих месторождений являются гидротермальными (в том числе гидротермально-осадочными), реже — делювиальными и элювиальными россыпными. Дело в том, что в процессе магматической дифференциации барий, поступающий из глубинного очага, рассеивается, изоморфно замещая калий в породообразующих и акцессорных минералах (микроклине, ортоклазе, гялофане, цельзиане, некоторых слюдах и др.), не давая промышленных скоплений. В гидротермальном процессе, наоборот, происходит концентрация бария с образованием собственных минералов — барита и витерита. Кристаллизация этих минералов из гидротермальных растворов (природа которых часто дискуссионна) подтверждается, в частности, присутствием в них газово-жидких включений, гомогенизирующих в широком интервале температур (по данным различных авторов, от 380 до 50 °С). Считается, что минералообразование происходит в обстановке повышенного парциального давления кислорода. В условиях гипергенеза при выветривании горных пород содержащийся в их минералах барий переходит в раствор и переносится в область седиментации, накапливаясь там преимущественно в глинистых осадках. Кроме того, в область седиментации (морской либо озерный бассейн) могут поступать барийсодержащие гидротермальные растворы — дериваты магматической (чаще вулканической) деятельности и отлагать в соответствующих условиях барит и другие минералы. Если в зону выветривания попадает плохо растворимый барит, то он способен образовать значительные элювиально-делювиальные скопления за счет разрушения и выноса сопутствующих минералов окружающих пород.

Все многообразие собственно баритовых месторождений, имеющих существенное практическое значение, может быть сведено к трем основным геолого-промышленным типам: жильному, стратиформному и песчано-валунчатому в корях выветривания. Ведущими являются первые два. Жильные месторождения по запасам обычно мелкие (до 100 тыс. т сульфата бария), но чаще сложены богатыми рудами (более 75% сульфата бария); получаемое при их отработке сырье используется в отраслях, предъявляющих высокие требования к его качеству. Стратиформные месторождения, как правило, крупные (свыше 1 млн т сульфата бария), простой морфологии, легкие в разработке (часто возможна открытая добыча);

в основных баритдобывающих странах они обеспечивают более 80% добычи, а сырье, получаемое при их отработке, используется в качестве утяжелителей буровых растворов.

Жильный тип объединяет определенно эпигенетические гидротермальные жилы, неправильные тела, линзы и зоны брекчирования, сформировавшиеся путем отложения барита из гидротермальных растворов в полостях секущих разломов, межслоевых трещин, зон брекчирования, в пустотах растворения и других среди осадочных, изверженных и метаморфических пород. Отдельные жилы прослеживаются по простиранию на 1–2 км; мощности жил и линз, как правило, изменчивы, варьируя от нескольких сантиметров до первых десятков метров; предельная глубина развития баритового оруденения в жилах не установлена. Минерализованные зоны брекчирования выполнены обломками вмещающих пород, сцементированными баритом и витеритом (так называемые баритовые брекчии). В зависимости от минерального состава выделяют баритовые, барит-витеритовые, барит-сидеритовые, кварц-баритовые, кальцит-баритовые и кварц-кальцит-баритовые жилы и другие тела этого типа. Классическими примерами баритовых месторождений жильного типа являются Арпакленское и Елы-Су в Туркмении, Чордское и Кутаисская группа в Грузии, Дрождак, Златник и Запаленица в Чехии, месторождения Германии, Болгарии, Турции, Греции, Марокко и других стран. В России к этому типу относится месторождение Туманный перевал на Дальнем Востоке.

К стратиформному типу месторождений относятся согласные пластовые и линзовидные залежи барита в разрезах осадочных и вулканогенных пород. Размеры этих залежей могут достигать нескольких квадратных километров, а мощности 15–20 м и более. Среди них имеются как гидротермально-метасоматические образования, сформировавшиеся путем метасоматического замещения благоприятных пород гидротермальными растворами (например, Апшринское месторождение в Грузии), так и хемогенно-осадочные, становление которых связано с отложением барита в бассейне осадконакопления (месторождение Чиганак в Казахстане). Особое место занимают вулканогенно-осадочные залежи, также сформировавшиеся на или вблизи поверхности морского дна при осаждении здесь барита в результате смешивания восходящих барийсодержащих гидротермальных растворов с морской водой, обогащенной сульфат-ионом (месторождения о-ва Хоккайдо в Японии).

Стратиформный тип месторождений является ведущим: с ним связана основная доля запасов и добычи в мире. Значительные масштабы месторождений и простая морфология их рудных тел с

достаточно высоким содержанием в них барита (50–95%) позволяют широко использовать современную горную технику и технологию, что делает разработку этих месторождений экономически весьма эффективной. К рассматриваемому типу принадлежат наиболее крупные осадочные месторождения на юге Китая, приуроченные к нижнепалеозойской формации черных сланцев (Синьхуан, Лайбинь и др.); пластовые месторождения в девонских кремнисто-сланцевых толщах штатов Невада (Грейстон и др.), Джорджия, Арканзас и других в США; крупнейшее в мире месторождение Мамгампет (шт. Андхра-Прадеш, Индия), две пластовые согласные залежи которого в протерозойских витрокластических туфах имеют соответственно длину 750 и 200 м при максимальных мощностях 40 и 12 м, а содержание барита в рудах достигает 94%; одно из крупнейших месторождений Европы — Баллино вблизи Сильвермайнса (Ирландия); уже упоминавшиеся месторождения Апшринское (Грузия) и Чиганак (Казахстан); ряд месторождений Франции, Таиланда и других стран. В России стратиформный тип представлен Хойлинским (Коми), Толчеинским (Хакасия) и другими месторождениями.

В последнее время китайскими геологами выделен стратиформно-жильный подтип рассматриваемого типа, для месторождений которого свойственно сочетание пластовых и жильных промышленных залежей барита. Считается, что первично пластовые согласные баритовые тела были преобразованы в комбинированные пластово-жильные в ходе единого этапа минерализации, по-разному проявившегося в различных структурно-тектонических условиях. Обычно жильные тела локализованы под горизонтом стратиформных руд. Характерным представителем этого подтипа является месторождение Лайбинь (провинция Гуаньси).

Тип песчано-валунных месторождений кор выветривания включает остаточные залежи элювиальных и делювиальных глин с обломками барита, образовавшимися за счет подстилающих пород (чаще всего доломитов). Величина баритовых обломков варьирует от песчанистых до валунных и глыбовых. Размер самих залежей также различается от небольших до значительных. Их близповерхностное залегание, легкость отделения обломков от неконсолидированной глинистой массы делают эти месторождения чрезвычайно привлекательными для разработки даже при небольших (менее 10%) содержаниях в них барита. Еще сравнительно недавно месторождения этого типа в штатах Миссури и Джорджия были главным источником получения барита в США. В России данный тип представлен Медведевским месторождением на Урале, а в Казахстане — Джалаирским. Месторождения этого типа имеются в ЮАР.

Арпакленское барит-витеритовое месторождение в Туркмении

Арпакленское барит-витеритовое месторождение находится на юге Туркменистана в западных отрогах хр. Копетдаг. Площадь месторождения сложена глинами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками мелового и третичного возраста. Слабо наклонное ($8-10^\circ$) залегание домиоценовых пород обусловлено наличием куполовидных складок, разбитых сбросо-сдвиговыми разрывными нарушениями северо-западного и субмеридионального направлений. Основной рудоконтролирующей структурой месторождения является мощная (25–30 м) зона брекчирования вдоль меридионального сброса, прослеживающегося на расстояние свыше 4 км среди меловых песчаников, известняков и глинистых сланцев. В составе этой зоны разведано 15 жиллообразных, линзовидных и неправильной формы рудных тел мощностью от 0,2 до 8,0 м с четкими контактами без признаков изменений вмещающих пород. Одно из таких самых крупных тел находится на фланге зоны брекчирования; оно имеет жиллообразную форму протяженностью в 30 м и мощностью 1–1,5 м.

Рудные тела выполнены баритом (до 90%) и витеритом, содержание которого изменяется в широких пределах (15% и более). Кроме того, присутствуют кварц и кальцит, а также пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, иногда киноварь. Вкрапленность сфалерита тяготеет к зальбандам тел, захватывая вмещающие песчаники, тогда как зерна галенита появляются ближе к центральным частям.

Барит белый, желтоватый или бледно-розовый, нередко раздробленный, содержит большое количество газово-жидких включений. Витерит чаще встречается в центральных частях рудных тел; он образует крупные идиоморфные и мелкие ксеноморфные кристаллы, а также псевдоморфозы по бариту. В отдельных телах витерит представлен радиально-лучистыми агрегатами кристаллов медово-желтого цвета.

Считается, что образование рудных тел происходило из гидротермальных растворов путем отложения в открытых полостях вначале сульфидов, затем барита и, наконец, витерита. Последний формировался метасоматическим путем по бариту с участием углекислых растворов. Источник гидротермальных растворов неясен: в районе месторождения изверженных пород не установлен.

Чордское месторождение барита (Грузия)

Типичным представителем жильных месторождений барита является Чордское в Закавказье (Грузия). Оно расположено на

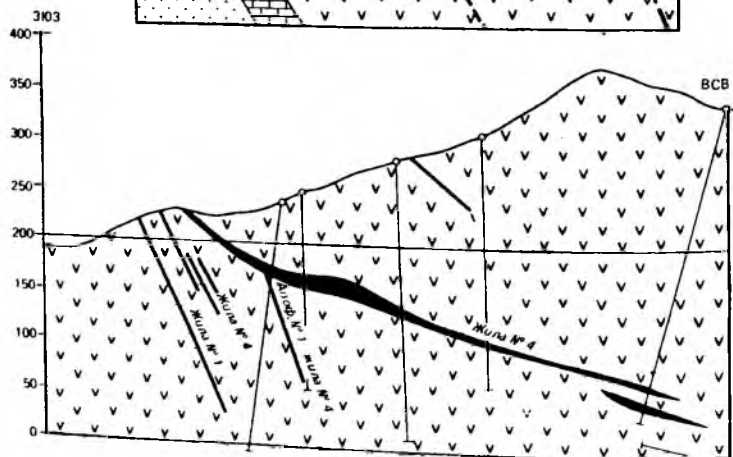
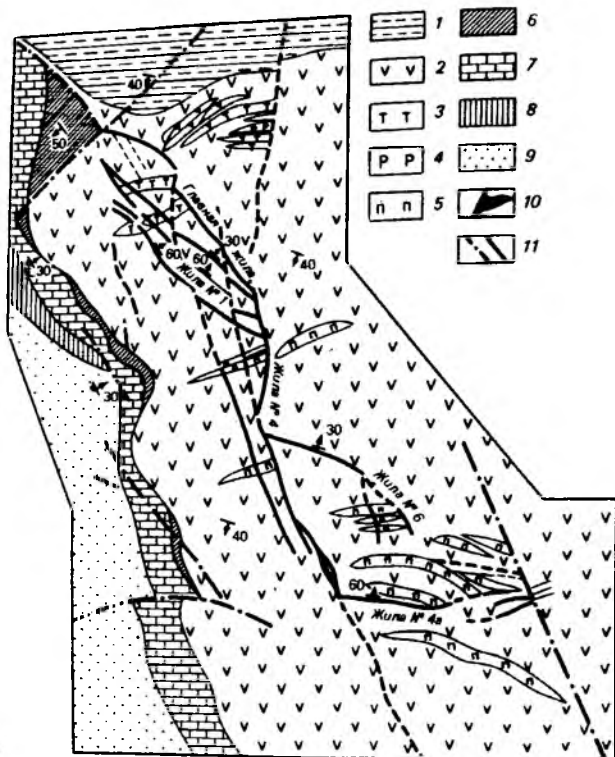
водоразделе рек Джеджора и Чордула и приурочено к зоне разломов северо-западного простирания, осложняющей юго-западное крыло Чордско-Сохтинской антиклинали субширотного направления. Антиклиналь сложена отложениями юры, палеогена и неогена. Ее ядерная часть выполнена лейасовыми кварцево-слюдитыми песчаниками и глинистыми сланцами общей мощностью около 0,5 км. Баритовая минерализация локализована главным образом в байосских туфобрекчиях, туфоконгломератах и кислых эффузивах так называемой порфиритовой свиты мощностью около 1 км и в киммериджских известняках.

Рудоносная зона, включающая серию параллельных и сопряженных с ними (по оперяющим разломам) жил, представляет полосу шириной 250–300 м, вытянутую с северо-запада на юго-восток на расстояние 3,5 км. Падение жил — восточное и северо-восточное под углами от 15 до 80° (рис. 52). Они имеют сложную форму, характеризующуюся многочисленными раздувами, пережимами и апофизами. Всего на основных участках месторождения Лесора и Гвалвана выявлено и разведано 15 жил с многочисленными апофизами. Протяженность жил по простиранию колеблется от 150 до 300 м, по падению они прослежены до 230 м. Мощность жил от 0,3 до 3,5 м, увеличиваясь в раздувах до 12–15 м.

Главными минералами жил являются барит (20–96%), кальцит (5–40%) и иногда кварц. В зависимости от соотношения между ними выделяются три типа руд: баритовые (более 50% BaSO_4), кальцит-баритовые (25–50% BaSO_4) и брекчиевые кварц-кальцит-баритовые. Изредка отмечается витерит. В незначительном количестве присутствуют пирит, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит, киноварь, а также вторичные минералы: лимонит, малахит, ковеллин, церуссит, куприт, халькозин, гидроксиды марганца. Отмечено наличие марганцовистого кальцита и цеолитов.

Перечисленные руды проявляются в жилах незакономерно. Широко развитые баритовые и кальцит-баритовые руды могут сменять друг друга на коротком расстоянии. Брекчиевые кварц-кальцит-баритовые руды играют подчиненную роль. Доминирующий в рудах барит подразделяется на крупнокристаллический (1-я генерация) и мелкокристаллический (2 и 3-я генерации). Кальцит подобно бариту образует три генерации: первые две в виде прожилок и линз приурочены к зальбандам жил.

Околожилные изменения вмещающих вулканогенных пород проявлены неравномерно и выражены каолинизацией, хлоритизацией, серицитизацией, пиритизацией и окварцеванием. В тектонически осложненных контактах жил появляются глинки трения, жирные на ощупь и рассыпающиеся при высыхании.



Подземными горными выработками установлено пересечение пород келловей и лузитана Главной жилой месторождения, на основании чего возраст баритового оруденения определяется в пределах поздней юры–третичного времени. Среди геологов, изучавших месторождение, нет разногласий относительно отложения баритовых и барит-кальцитовых жил из гидротермальных растворов в полостях рудовмещающих трещинных структур в байосских вулканитах. По данным гомогенизации газовой-жидких включений в барите (Учамейшвили и Малинин), температура его кристаллизации находится в пределах 115–40 °С, однако в некоторых образцах кварца, ассоциирующего с баритом, двухфазовые включения гомогенизировали при температуре 230–250 °С. Вопрос об источнике гидротермальных растворов решается неоднозначно: по Г. Дзоценидзе — это еще не вскрытые эрозией батские интрузивы, по Н. Шония — гипотетические гранитные интрузии, залегающие на глубине и обусловившие рудные процессы с послераннемелового по постэоценовое время.

В 80-х годах XX в. месторождение разрабатывалось подземным способом. Обогащение руды проводилось по комбинированной схеме с получением гравитационного и флотационного концентратов. Получаемый из бессульфидных руд баритовый гравитационный концентрат имел высокую степень белизны и использовался как сырье в лакокрасочной промышленности. Проводились успешные испытания по утилизации сульфидсодержащих и бедных кальцитсодержащих руд; в первом случае разрабатывалась технология по магнитной сепарации пирит-баритового гравитационного концентрата с целью его очистки от пирита, во втором — получение двухкомпонентного барит-кальцитового продукта, также пригодного для лакокрасочного производства.

Хойлинское месторождение

Месторождение расположено на западном склоне Полярного Урала в 50 км к юго-западу от железнодорожной станции Елецкая в Республике Коми. Геологически оно находится в северной части Лемвинской структурно-формационной зоны с широким

Рис. 52. Структурно-литологическая схема Чордского баритового рудного поля (по В.В. Надирадзе) и схематизированный геологический разрез в центральной части (по материалам Чордской ГРП):

1 — песчаники, глинистые сланцы, верхний лейас; 2–5 — вулканогенная свита, байос; 6 — глины, глинистые песчаники, келловей-оксфорд; 7 — рифогенные известняки, оксфорд; 8 — известковистые песчаники, глины, известняки, киммеридж; 9 — песчаники, чокрак; 10 — баритовые жилы; 11 — тектонические нарушения

развитием в ней палеозойских кремнисто-терригенно-сланцевых комплексов пород. Стратиформные рудные залежи приурочены к верхам песчано-сланцевой толщи пагинской свиты ($D_{2-3\text{pg}}$), перекрываясь углисто-глинисто-кремнистыми сланцами няньворгинской свиты (D_3-C_{inv}). Породы смяты в субкоробчатые складки и находятся в перевернутом залегании; они осложнены разломами северо-восточного направления с амплитудами перемещения до 500 м (рис. 53).

Первоначально единая пластообразная рудная залежь протяженностью в несколько километров смята в складки и разделена разломами на три самостоятельных, пространственно разобщенных рудных тела (Восточное, Центральное и Западное) с господствующим юго-восточным падением ($35-65^\circ$) и выходом на поверхность под маломощный (2–4 м) покров рыхлых отложений. Рудное тело Восточное прослежено по простираию на 1,5 км, по падению более чем на 0,5 км, при изменчивой мощности от 0,3 до 17,5 м. Центральное рудное тело с раздувом и многочисленными безрудными прослоями в центральной части (суммарная мощность около 40 м) при средней мощности около 6,4 м прослежено по простираию на 0,4 км. Тело Западное протяженностью 0,9 км имеет среднюю мощность до 5,5 м. Суммарные балансовые запасы руд этих рудных тел по категориям В и C_1 составляют около 2,2 млн т при среднем содержании барита 85,4%.

Рудные тела сложены существенно баритовыми, карбонатно-баритовыми, кремнисто-баритовыми и кремнисто-карбонатно-баритовыми рудами. Первые наиболее распространены; карбонатно-баритовые, кремнисто-баритовые и карбонатно-кремнисто-баритовые разновидности тяготеют к кровле рудных тел. Помимо господствующих барита, кварца и кальцита в их составе присутствуют халцедон, пирит, гидрослюда, хлорит, серицит, гидрогётит и другие минералы; повсеместно отмечается фосфатное и органическое (антроксолит) вещество. Барит представлен двумя генерациями: барит-1 — бесцветные, прозрачные кристаллы размером до 1 мм, корродируемые кварцем; барит-2 — тонкозернистые агрегаты удлиненных или изометричных зерен размером до 0,1 мм. Основную массу руд представляет тонкозернистый барит второй генерации. Структуры руд — тонкозернистые и разнотонкозернистые. Преобладают тонкополосчатые и линзовидно-тонкополосчатые текстуры, реже встречаются конкреционные и брекчиевидные. Полосчатость обусловлена неравномерным послойным распределением главных и второстепенных минералов.

По условиям рудоотложения месторождение относится к гидротермально-осадочному типу. По данным Н.П. Юшкина и дру-

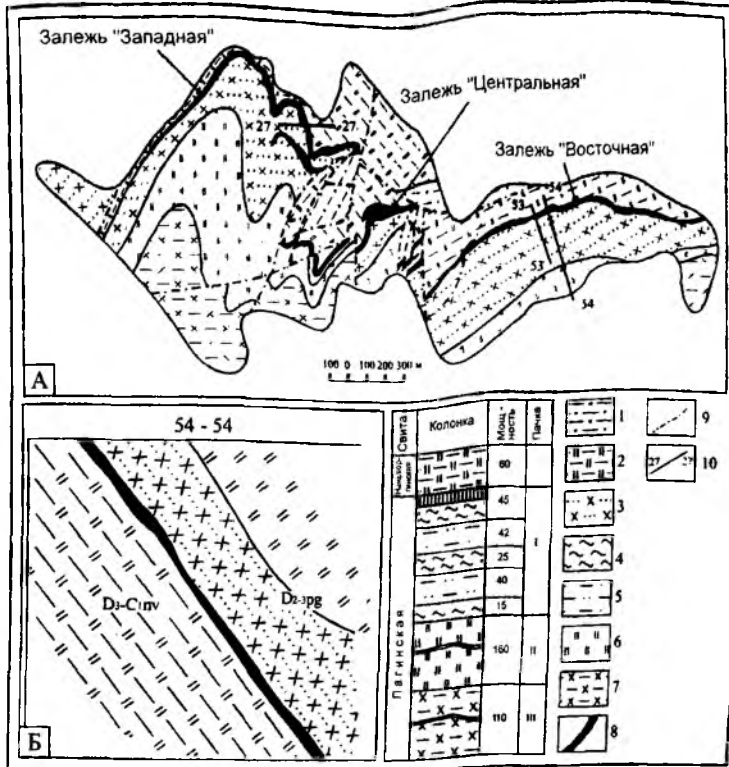


Рис. 53. Схема геологического строения Хойлинского месторождения:

А — план, Б — разрез (по Н.В. Лютикову):

1 — терригенные отложения граувакковой формации (яйюсская свита C_{1-2j}); 2 — отложения перекрывающей (надрудной) известняково-глинисто-кремнисто-сланцевой (пестросланцевой) формации (наньворгинская свита D_2-C_{1nv}); 3-7 — отложения рудоносной кремнисто-кварцито-сланцевой формации (пайгинская свита D_{2-3pg}): 3-5 — верхняя терригенная пачка (I): 3 — нерасчлененная; 4 — глинистые, алевроглинистые сланцы; 5 — алевролиты и песчаники кварцевые, кварцитовидные; 6 — средняя кремнисто-сланцевая пачка (II); 7 — нижняя терригенная пачка (III); 8 — рудные залежи; 9 — тектонические нарушения; 10 — разведочные профили

гих ученых, в формировании месторождения отчетливо выделяются два этапа: на первом из них в условиях океанического дна при смешивании барийсодержащих гидротерм с обогащенной сульфатами морской водой образовывались массивные и слоистые рудные тела с незначительными диагенетическими изменениями; на втором — баритовые тела испытали значительные пликативные и

дизъюнктивные дислокации, в результате которых возникли метагенетические текстуры и структуры руд, а также новые минералы — серпидит, вентерит, кальцит, альбит и кимрит.

Хойлинское месторождение — крупное. Из его руд путем простого помола возможно получение баритового концентрата всех марок. Для повышения качества концентрата целесообразно глубокое флотационное или гравитационное обогащение: в первом случае содержание барита составляет 90%, при его извлечении 90%; во втором — соответственно 93,6 и 95,7%. На разработку Хойлинского месторождения в 1997 г. институтом “Гипроцветмет” (Москва) составлен рабочий проект, согласно которому предусматривается последовательная отработка трех карьеров (Восточный, Западный, Центральный) в течение 19 лет с сезонной организацией работ: добыча и складирование летом, вывоз руды зимой. Проектная мощность рудника открытых работ 120 тыс. т руды в год; такая производительность рудника позволит получать более 100 тыс. т баритового концентрата в год, что в свою очередь в значительной мере может решить проблему обеспечения утяжелителями буровых геолого-разведочных работ на нефть и газ в Западно-Сибирской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинциях.

Апшринское месторождение барита (Грузия)

Месторождение находится в пределах Абхазского хребта (Южный склон Большого Кавказа) в 30 км севернее Сухуми. Структурно оно приурочено к юго-западному крылу одноименной антиклинали, осложненной субмеридиональными разломами крутого юго-западного падения. Центральная часть этой структуры выполнена вулканогенно-осадочными породами байоса (порфиритами, туфами, туфопесчаниками), а юго-западное крыло — терригенно-карбонатными отложениями верхней юры (снизу вверх): серыми известковистыми песчаниками и сланцеватыми глинами келловей-оксфорда, массивными известняками лузитана, пестроцветными глинистыми песчаниками и конгломератами киммериджа, известняками и мергелями титона.

Массивные известняки лузитана являются продуктивными: по ним неравномерно развита баритовая минерализация и сопровождающая ее доломитизация. В пределах рудного поля эти известняки обнажаются в виде вытянутой на 5 км полосы.

На участке месторождения толща интенсивно баритизированных известняков мощностью от 20 до 40 м прослежена на 800 м по простиранию и на 250 м по падению (под углом 15–30° на юго-

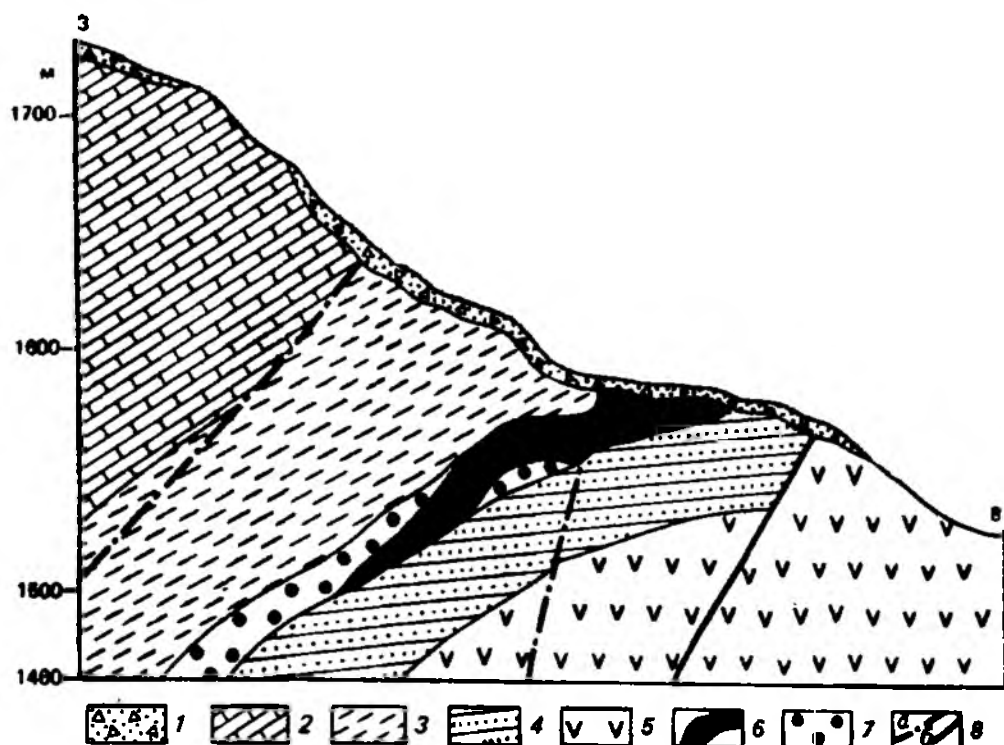


Рис. 54. Схематический геологический разрез Апшринского баритового месторождения (по Г.Г. Деметрадзе и И.А. Маркозия):

1 — делювиальные отложения; 2 — известняки и мергели титона; 3 — песчаники глинистые, песчаники и конгломераты киммериджа; 4 — известковистые песчаники, сланцевые глины и рыхлые песчаники келловей-оксфорда; 5 — порфириды, туфы, туфопесчаники байоса; 6 — баритовое рудное тело; 7 — баритизированные известняки (некондиционные руды) лузитана; 8 — разрывные нарушения дорудные (а) и пострудные (б)

запад). Промышленная рудная залежь пластообразной формы по существу совпадает с указанной толщиной баритизированных известняков, переходя по падению в некондиционные руды (рис. 54). Морфология залежи осложнена крутопадающими сбросами с амплитудами смещения блоков в десятки метров. Со стороны лежащего бока оперяющие к этим разломам трещины, параллельные рудной залежи, выполнены жилами сплошного барита.

Оруденение неравномерное: переход от богатых руд к бедным — резкий. Руды барит-карбонатные, главными минералами в них являются барит и доломит, второстепенными — сидерит, халцедон, кварц, кальцит, редкими — арагонит, пирит, марказит, гематит, киноварь, халькопирит. В приповерхностных частях сульфиды и гематит замещаются лимонитом, халькозином и малахитом. Текстуры руд прожилково-вкрапленные и брекчиевые, реже массивные. Можно проследить переход от слабо минерализованных известняков с редкой вкрапленностью барита к густо вкрапленным и брекчиевым рудам с баритовым цементом и далее к массивным скоплениям сплошного барита. Вкрапленники барита в

рудах варьируют от микроскопических до крупных идиоморфных кристаллов таблитчатого габитуса, бесцветных или бледно-розовых. Сплошной баритовый агрегат серого и светло-серого цвета может иметь мелкокристаллическую и крупнокристаллическую структуры с переходными разновидностями между ними. В баритах месторождения содержится от 0,006 до 1% стронция.

Среднее содержание барита (BaSO_4) в промышленных рудах составляет 48,6%. Руды требуют флотационного обогащения. Месторождение крупное, в его разведанных контурах насчитывается около половины всех запасов барита многочисленных месторождений Грузии.

А.К. Савельевым подчеркивается приуроченность оруденения к доломитам — продуктам гидротермальных растворов, локализованным вдоль разломов. Он считает, что гидротермально-метасоматическая доломитизация лузитанских известняков и их последующая баритизация (доломитизированные известняки пересекаются жилами барита) являются двумя стадиями низкотемпературного процесса рудообразования. Некоторые исследователи считают месторождение эксгальационно-осадочным. Имеющиеся данные по изотопному составу серы сульфатов и сульфидов месторождения (Иваницкий и др.) допускают возможность пространственного совмещения первично-осадочных и наложенных гидротермально-метасоматических руд.

Баритовое месторождение Чиганак (Казахстан)

Месторождение находится в 30 км к юго-западу от оз. Балхаш. Оно приурочено к юго-восточному крылу Бурунтауского антиклинория, входящего в состав Сарытумской тектонической зоны, сложенной венд-нижнеордовикскими отложениями. Крылья антиклинория осложнены складками более высоких порядков и разрывными нарушениями.

К северному крылу одной из таких складок и приурочен пласт баритовых и кварц-баритовых руд месторождения, согласно залегающий среди яшм, яшмокварцитов, глинисто-кремнистых сланцев, полимиктовых песчаников и песчанистых фосфоритов бурубайтальской свиты верхнего кембрия—нижнего ордовика (рис. 55). Этот пласт круто ($70\text{--}90^\circ$) падает на север-северо-запад, вытянут по простиранию на 2 км и имеет мощность от 5 до 30 м. Северо-западным диагональным разломом он разбит на три блока (“линзы”), несколько смещенными относительно друг друга. В пределах каждого из этих блоков пласт прослежен скважинами до глубины свыше 200 м без каких-либо признаков выклинивания.

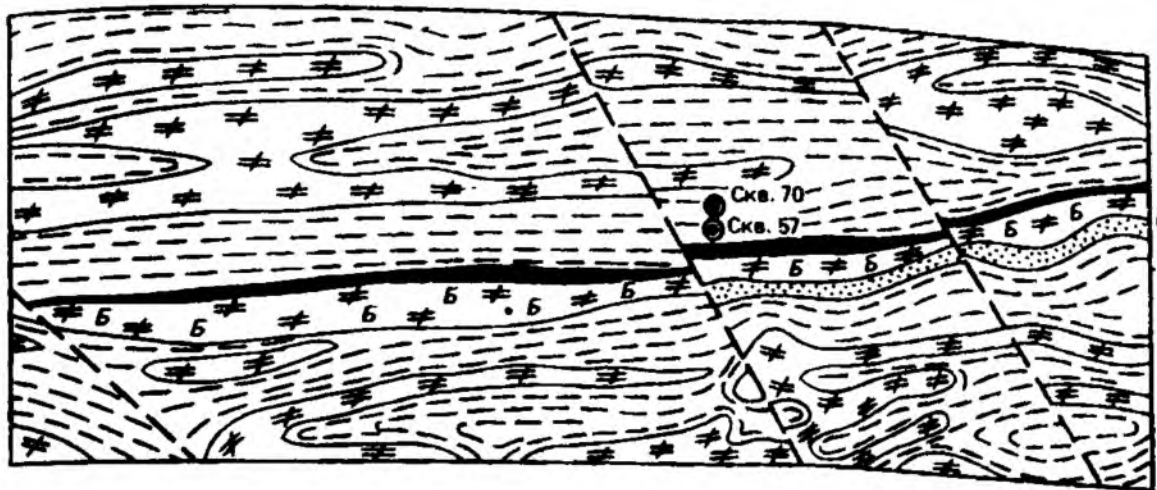
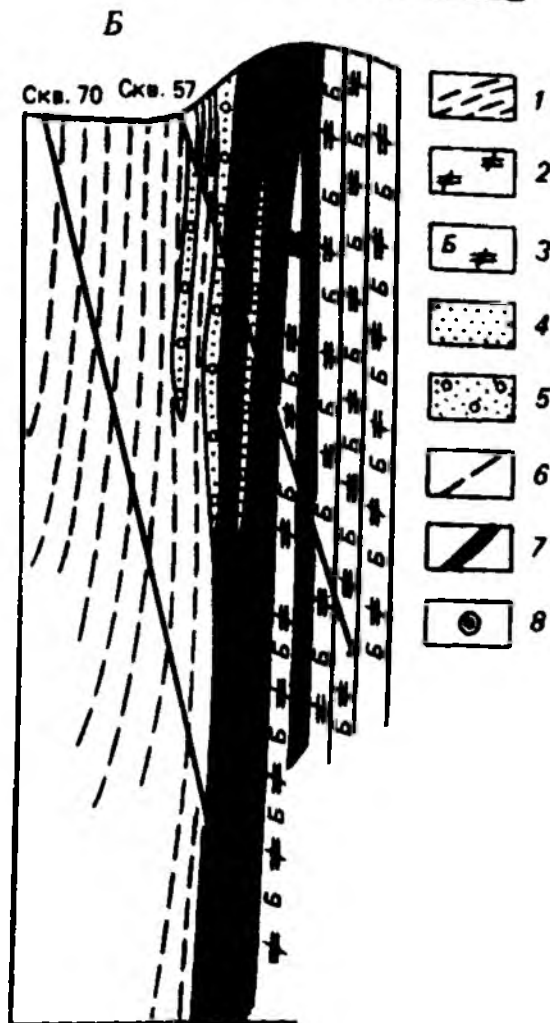


Рис. 55. Баритовое месторождение Чиганак. А — план (по А.Г. Кузнецовскому); Б — разрез баритового месторождения Чиганак:

1 — глинистые, глинисто-кремнистые сланцы; 2 — слоистые яшмы, яшмокварциты; 3 — яшмы с баритом; 4 — полимиктовые песчаники; 5 — песчанистые фосфориты; 6 — тектонические нарушения; 7 — баритовые рудные тела; 8 — скважины



Слойки в слоистых рудах различаются зернистостью, составом и окраской. Нередки ритмиты мощностью от 1 до 10 см, включающие (снизу вверх) глинисто-кремнистый сланец, яшмовидную породу, крупнокристаллический барит, переходящий выше в мелкокристаллический сливной агрегат.

Главные минералы руд — барит и кварц, акцессорные — кальцит, лимонит, гипс. В барите отмечается обилие газовой-жидких и жидких включений; преобладание последних свидетельствует о сравнительно невысокой температуре его образования. Сера барита имеет утяжеленный изотопный состав, особенно в висячем боку пласта и в конкрециях среди перекрывающих этот пласт отложений.

Чиганакское месторождение детально разведано. По мнению изучавших его геологов, пластовая форма рудной залежи, ее согласное залегание с вмещающими породами и участие во всех

складчатых и разрывных дислокациях, широкое развитие конкреций, образовавшихся при диагенезе осадков, тесная связь барита с яшмами, наличие ритмитов, слоистых текстур и другие признаки свидетельствуют об осадочном генезисе месторождения; накопление барита было синхронным с выпадением осадков буру-байтальской свиты. Этот вывод согласуется с результатами исследований газово-жидких включений и изотопного состава серы в барите.

В лежащем боку находятся яшмы и яшмокварциты с локальным развитием в них уплощенных баритовых конкреций, а в висячем боку — фосфоритоносные песчаники и алевроглинистые сланцы с обильными радиально-лучистыми шаровыми конкрециями, прослоями и линзами серого и темно-серого барита.

Баритовый пласт сложен баритовыми и кремнисто-баритовыми рудами. В первых содержание BaSO_4 превышает 90%, SiO_2 — до 5%, а во вторых оно колеблется от 30 до 90%, а SiO_2 — до 70%. В виде примесей в рудах присутствуют Fe_3O_4 (0,4–2,0%) и CaO (0,3–0,6%). Баритовые руды практически нацело слагают пласт в западном блоке (среднее содержание BaSO_4 90%), а кремнисто-баритовые — в восточном (среднее содержание BaSO_4 30–60%); пласт центрального блока выполнен обоими типами руд (среднее содержание BaSO_4 70–80%). Кремнисто-баритовые руды восточного блока по простиранию сменяются яшмокварцитами с конкрециями барита.

Баритовые руды практически полностью сложены баритом; они белые и светло-серые, среднезернистые, иногда порфировидные и радиально-лучистые. Кремнисто-баритовые руды темно-серые до черных; нередко полосчатые (чередование разноокрашенных полос), слоистые и брекчиевидные, средне- и мелкозернистые, участками сферолитовые.

Баритовые месторождения Западного Хоккайдо (Япония)

Известно, что барит является достаточно обычным жильным минералом колчеданно-полиметаллических месторождений Кууроко в Японии. В некоторых из них он образует промышленные концентрации, являясь попутным к цветным и благородным металлам компонентом руд. Отдельные месторождения этого типа, характеризуясь резко подавленной (вплоть до полного исчезновения) сульфидной минерализацией, рассматриваются как баритовые. По терминологии японских геологов в отличие от “типичных месторождений Кууроко” (Typical Kuroko deposits) их принято называть “баритовыми месторождениями типа Кууроко” (Kuroko-

type barite deposits). Наиболее значительные скопления таких месторождений (наряду с типичными Куроко) находятся в Западном Хоккайдо к северо-западу (Акаива, Отари-Матсукура, Окураруиши) и к юго-юго-западу (Минами-Шираои, Шираои) от Саппоро. Баритовые залежи всех этих месторождений имеют пластовую, лентовидную, реже неправильную форму, согласно залегая среди вмещающих позднемиоценовых вулканогенных пород.

В рудном поле Отари-Матсукура (к северо-западу от Саппоро) геологический разрез позднемиоценовых пород снизу вверх подразделяется на:

формацию так называемых “зеленых туфов”, сложенную палео-зелеными до серовато-белых андезитовых пород, интенсивно окварцованных, серицитизированных, карбонатизированных и хлоритизированных, местами обнаруживающих незначительную вкрапленность сульфидов меди, свинца и цинка;

формацию вулканических брекчий, практически полностью окварцованных с подчиненными серицитизацией и карбонатизацией; породы этой формации подстилают баритовые залежи и в верхней части обнаруживают рассеянную вкрапленность барита;

формацию пропилитов — палео-зеленовато-серых окварцованных и хлоритизированных пород, перекрывающих баритовые залежи.

Горизонтальное и слабо наклонное залегание всей толщи миоценовых пород в восточной части рудного поля осложнено серией крутопадающих параллельных сбросов северо-восточного направления.

Единая минерализованная рудная зона, объединяющая несколько промышленных рудных тел, совпадает с вершинной частью горного хребта запад-северо-западного направления, прослеживается на расстояние около 1100 м, ее ширина 200–300 м. Каждое рудное тело в ее составе характеризуется овальной в плане, несколько вытянутой в меридиональном направлении формой с размерами до 200 м в поперечнике; в разрезе это согласные пластовые залежи мощностью 5–15 м, полого падающие на север.

В верхней части рудных тел преобладают богатые руды, сложенные почти полностью (93%) баритом; в нижней части — бедные руды, содержащие около 50% барита. Граница рудных тел с перекрывающими пропилитами исключительно резкая, в то время как с подстилающими вулканическими брекчиями лежащего бока она постепенная, достаточно условно проводимая в пределах переходной зоны мощностью около 5 м. Среднее содержание барита в сырой руде около 55%; после обогащения получают первичный концентрат (около 93% минерала).

Богатые руды имеют голубовато-серую и серовато-белую окраску и массивную текстуру; они сложены идиоморфными кристаллами барита размером до $0,4 \times 1,7$ мм и единичными мелкими выделениями кварца и серицита. Бедные руды отличаются брекчиевидной текстурой с обломками размером 2–10 см. Обломки почти полностью замещены тонкозернистым кварцем с единичными зернами барита, серицита и кальцита, а окружающий их матрикс выполнен преобладающими зернами барита размером $0,3 \times 0,1$ мм и кварца ($0,1 \times 0,2$ мм) при подчиненной роли серицита и кальцита.

В нижних частях рудных тел восточного фланга рудного поля устанавливается убогая сульфидная минерализация: тонкая вкрапленность и прожилки сфалерита с подчиненным количеством пирита, марказита, галенита и в единичном случае арсенопирита, замещающие барит; мощность зоны этой вкрапленности может достигать первых десятков сантиметров. Месторождения этого рудного поля интенсивно разрабатывались подземным способом в 60-е годы XX в., обеспечивая свыше половины ежегодной добычи барита в стране.

Баритовые залежи рудного поля Минами-Шираои (к юго-юго-западу от Саппоро) также локализованы в позднемиоценовых вулканитах среди нерасчлененных зеленых туфов, туфобрекчий и пропилитов (рис. 56). Все эти породы перекрыты еще более молодыми, плейстоценовыми спекшимися туфами и вулканическим пеплом Шикотцу. Особенностью месторождений этого рудного поля является наличие окаймляющих баритовые залежи монтмориллоновой (в висячем боку) и каолиновой (в лежащем боку) зон.

Одно рудное тело (Минами-Шираои) имеет в разрезе грибообразную форму с диаметром верхней части 150 м. Его большая часть сложена бедными рудами, представляющими окварцованную брекчиевую породу с обломками размером 10–20 см, сцементированными тонкозернистым баритом. В них обычны, кроме того, многочисленные друзы крупных кристаллов барита или халцедона, а также редкие несообразные тонкие прожилки халькопирита, сфалерита, галенита и пирита. Кроваво-красный облик этой руды обусловлен присутствием в мозаичном агрегате тонкозернистого кварца графических вростков мелкокристаллического гематита.

В верхней части рудного тела отчетливо выделяется пласт богатой баритовой руды мощностью до нескольких метров. Такая руда выполнена крупными вытянутыми кристаллами барита и небольшим количеством тонкозернистого кварца. Кристаллы барита содержат многочисленные жидкие однофазовые включения, указывающие на низкую температуру минералообразования (ниже 50°C).

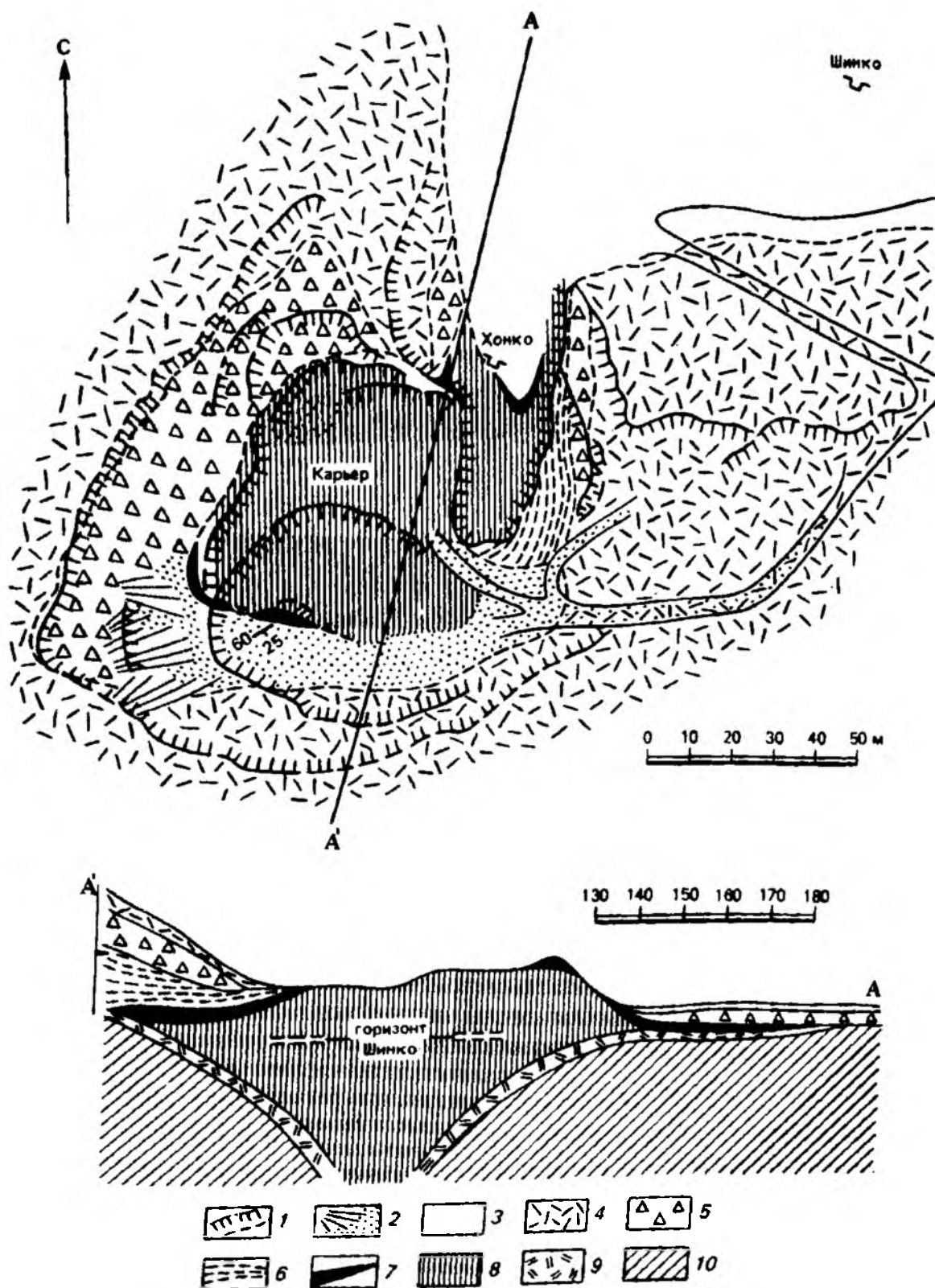


Рис. 56. Геологический план и разрез баритового месторождения Минами-Шираони (Западный Хоккайдо, Япония) (по Т. Нгараши, К. Окабе, Дж. Ядзима): 1 — уступы карьера; четвертичные отложения: 2 — осыпь, 3 — террасовые образования, 4 — спекшиеся туфы, 5 — андезитовая осыпь; третичные отложения: 6 — зеленые туфы, 7 — баритовые руды, 8 — баритсодержащие окварцованные брекчии, 9 — белые глины (каолинит), 10 — черные глины (пирит, каолин)

Другое рудное тело (Шираои) представляет уплощенную эллипсоидальную линзу с размерами в плане 100×50 м и максимальной мощностью 20 м. Мощность пласта богатых руд в верхней части рудного тела равна 1 м. Тектурно-структурный облик и минеральный состав богатых и бедных руд аналогичен указанному для рудного тела Минами-Шираои; в отличие от последнего здесь более отчетливо выражена монтмориллонитовая зона висячего бока, а контактовая зона лежащего бока имеет значительную мощность.

Добыча баритовых руд в рудном поле Минами-Шираои осуществлялась карьерным способом.

По прежним представлениям японских геологов (Игараши и др.), баритовые месторождения Западного Хоккайдо образовались путем метасоматического замещения проницаемых рудовмещающих туфов и брекчий при экранирующей роли перекрывающих пропилитов из низкотемпературных гидротермальных растворов, связанных с интрузией кварцевых порфиров Иозанкей. В настоящее время подавляющее большинство геологов рассматривают такие месторождения как гидротермально-осадочные, связанные с позднемиоценовым вулканизмом региона "зеленых туфов". С.И. Калогеропоилос и С.Д. Скотт на примере мощного баритового пласта (месторождение Фуказава на о-ве Хонсю), непосредственно залегающего на массивных черных (полиметаллических) рудах Куроко и перекрытого горизонтом железистых кремней, пришли к заключению, что бариты формировались в зоне смешивания обогащенных бариером гидротермальных растворов с холодными морскими водами внутри пласта неконсолидированных пиритсодержащих туфов; кристаллизация барита происходила в криптозернистой силикатной массе в условиях флюидизации туфогенного осадка; после своего образования бариты испытали воздействие поздних гидротермальных растворов, частично изменивших их химический состав.

Баритовые месторождения в штатах Джорджия и Миссури (США)

В настоящее время, несмотря на вовлечение в эксплуатацию колоссальных по запасам и масштабу добычи (до 0,7 млн т барита в год) стратиформных залежей Невады, Джорджии, Арканзаса, элювиально-делювиальные месторождения коры выветривания продолжают оставаться заметным промышленным источником получения барита в США.

Разрабатываемые месторождения этого типа находятся в штатах Джорджия и Миссури. Барит этих месторождений в виде об-

ломков находится среди остаточных глин коры выветривания, образовавшихся по подстилающим их доломитам кембрийского возраста. Величина таких обломков варьирует от миллиметровых до крупных валунов массой свыше 100 кг. Форма и размеры залежей разнообразны; так, их мощность может колебаться от 2–3 до 40–50 метров, а форма в плане — от округлой до вытянутой, лентовидной. Продуктивность залежей (количество барита на единицу объема барит-глинистой массы) также весьма изменчива даже в пределах одного месторождения.

Месторождения шт. Джорджия находятся приблизительно в 65 км к северо-западу от Атланты близ Картерс-вилла. Барит здесь встречается совместно с оксидами железа — охрами, также промышленно значимыми, — в остаточных глинах коры выветривания серых доломитов нижнего кембрия (формация Шэди). На отдельных участках мощность этой коры достигает 60 м. Промышленные руды представляют собой красную глину с обломками барита, составляющими 8–25% по массе. Местами содержание барита может достигать 50%. Переслаиваясь с этими глинами, в составе залежей находятся светлые и темные железные охры, представляющие тонкую смесь лимонита и глины с небольшим количеством мелких зерен кварца и чешуек мусковита; в светлых охрах содержится лишь до 0,5% MnO_2 , а в темных — около 5%. Обломки барита, обычно белого, сохраняют реликты ящичных текстур первичной минерализации, явно тяготеют к линейно вытянутым зонам, отражая ее связь с разломами — путями циркуляции баритоносных гидротермальных растворов.

В штате Миссури большая часть месторождений находится в северо-восточной части округа Вашингтон на площади около 100 км². Здесь обломки барита находятся среди продуктов выветривания пологозалегающих кембрийских доломитов Потоси и Эминенс. Доломиты формации Потоси (мощность 30–100 м) — светло-серые, зернистые, с рифогенными водорослевыми, оолитовыми и тонкослоистыми текстурами. В них присутствуют стяжения кремней, жеоды кварца, слойки кварца и халцедона, а также маломощные (от нескольких миллиметров до 0,6 м) непромышленные жилы и вкрапленность барита. Доломиты формации Эминенс (мощность 25–30 м) более однородны, но также обнаруживают аналогичную баритовую минерализацию.

Изучение первичной баритовой минерализации в доломитах Потоси и Эминенс показало, что ее контуры в плане — округлые, а в вертикальном разрезе — колоколовидные; такие дискретные воронкообразные структуры в региональном плане располагаются вдоль протяженной линии, что по-видимому является отражением

их связи с крупным разрывным нарушением. Как считают американские геологи, каждая воронкообразная структура представляет брекчии обрушения кровли и боковых пород, залеченные (как и трещины в глубинной, суженной части) гидротермальным баритом, с подчиненным количеством халцедона, кварца, а также пирита, марказита, галенита и сфалерита. Генетически эта минерализация параллелизуется со свинцово-цинковыми стратиформными месторождениями “типа долины Миссисипи” (Mississippi Valley Type), находящимися в 130 км к западу от рассматриваемого района в центральной части шт. Миссури.

Остаточные поверхностные глины, содержащие обломки барита, а также кремней, кварца и доломита, имеют буровато-красный цвет, тонкодисперсные, пластичные. Преобладающий размер обломков барита в них — около 1 дм в поперечнике, однако встречаются и валуны размером 1 м и “песчинки” миллиметровой величины. Крупные обломки покрыты пленкой темно-красных оксидов железа и после раскола представляют собой агрегат, иногда содержащий вкрапленность галенита, сфалерита и пирита.

В плане промышленные рудные залежи могут достигать 40 га, а их средняя мощность не превышает 10 м. Нередко разрез этих залежей сложный: существенно обогащенные баритом глины чередуются с обедненными. Средние содержания барита составляют немногим более 10%. Наиболее часто эти залежи приурочены к склонам холмов.

Добыча барита в округе Вашингтон осуществляется с 1870 г. Современное землеройное оборудование, применение технологии мокрого обогащения позволяют экономически эффективно вести разработку участков с минимальным содержанием барита около 8%.

Как в Джорджии, так и в Миссури совершенно очевидно, что глины с обломками барита являются остаточными элювиально-делювиальными образованиями, нерастворимым остатком, сохранившимся в результате глубокого выветривания залегающих ниже доломитов, содержащих гидротермальную баритовую минерализацию.

Глава 10

ЦЕОЛИТЫ

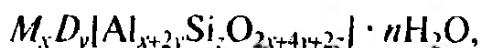
Цеолиты (“кипящие камни”) как минеральный вид известны уже более 200 лет. Длительное время они рассматривались в качестве редких минералов, не образующих промышленных скоплений и интересных лишь для коллекционных целей. Вместе с тем

ряд ценных, порой уникальных для промышленности свойств этих минералов привел в 40-х годах XX в. к появлению в отдельных промышленно развитых странах (США и др.) производства по выращиванию их синтетических аналогов.

Прогресс в области электронной микроскопии и рентгеноструктурного анализа минерального вещества в 60-х годах минувшего столетия позволил выявить широкое развитие природных цеолитов за счет преобразования вулканического стекла туфов в промышленно значимых концентрациях. С этого времени природные цеолиты стали рассматриваться как новый вид полезных ископаемых.

В настоящее время известно около 50 природных и более 100 искусственных аналогов цеолитов. Учитывая весьма широкое разнообразие свойств и областей использования этих минералов, высокую стоимость их синтеза и наличия крупных природных скоплений некоторых из них, с одной стороны, продолжает развиваться производство по выращиванию искусственных кристаллов цеолитов и направленному изменению свойств их природных разновидностей, а с другой — наращивается добыча и использование природного сырья. Мировая добыча природных цеолитов в настоящее время оценивается в 3–4 млн т в год; ее главная доля приходится на КНР (свыше 2,5 млн т), Южную Корею, Канаду, Мексику, Кубу, Венгрию, Болгарию, а также Германию, США, Японию, Италию, Турцию и другие страны.

Цеолиты являются водными алюмосиликатами щелочных и щелочно-земельных металлов с открытой каркасно-полостной структурой. Их кристаллический трехмерный каркас состоит из алюмокремнекислородных тетраэдров $[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]$, объединенных в простые, двойные и более сложные кольца; каждое кольцо включает 4, 5, 6, 8 и более тетраэдров. Поскольку часть четырехвалентных ионов кремния (Si^{+4}) замещена трехвалентными ионами алюминия (Al^{+3}), этот каркас имеет отрицательный заряд, компенсируемый присутствием на стенках полостей одно- и двухвалентных катионов натрия, калия, кальция, магния, реже бария, стронция, лития и других металлов. Суммарный объем полостей и соединяющих их каналов в цеолитах составляет около 50% объема кристалла, а диаметр этих каналов на поверхности кристалла (так называемых “входных окон”) варьирует от 0,26 до 0,8 нм. Внутренние полости и соединяющие их каналы заполнены молекулами так называемой “цеолитной” воды. В общем виде состав цеолитов может быть выражен формулой



где M и D — соответственно одно- и двухвалентные катионы. В отличие от сходных по химическому составу полевых шпатов, цеолиты имеют более “рыхлую” структуру. Переход цеолитов в полевые шпаты, обычно наблюдаемый при термальном метаморфизме, заключается в перестройке этой структуры с ее уплотнением.

Катионы щелочных и щелочно-земельных металлов многих цеолитов могут легко замещаться катионами других тяжелых металлов (катионно-обменные свойства); цеолитная вода легко выделяется при медленном нагревании до 150–400 °С без разрушения каркаса (дегидратация), а дегидратированные цеолиты способны вновь поглощать воду (регидратация) либо другие жидкости и газы (адсорбционная способность); благодаря наличию сквозной системы каналов и полостей, сопоставимых по размерам с атомами, молекулами и ионами, кристаллы цеолитов могут пропускать такие частицы, если их величина не превышает диаметра входных окон (молекулярно-ситовой эффект). Перечисленные важнейшие свойства цеолитов определяются их составом и структурой. Так, максимальным поглотительным эффектом обладают высококремнистые цеолиты (с большой величиной отношения Si/Al), характеризующиеся высокой пористостью и большим диаметром входных окон.

К цеолитам, имеющим в настоящее время наибольшую практическую ценность (т.е. образующим крупные, почти мономинеральные промышленные скопления и характеризующимся высокой адсорбционной способностью, каталитической активностью, термостойкостью, кислотостойкостью и др.) относятся клиноптилолит, морденит и шабазит. В табл. 12 приведена характеристика состава и свойств некоторых распространенных природных цеолитов, имеющих практическое значение.

Использование цеолитов чрезвычайно разнообразно и неуклонно увеличивается. В промышленности с их помощью осушают и очищают всевозможные газы и жидкости, получают кислород и азот из воздуха, путем ввода в них платины, рения и других катализаторов используют при крекинге нефти, разделяют металлы и получают особо чистые соли, извлекают металлы из подземных и рудничных вод, используют в качестве наполнителей при производстве бумаги, взрывчатых веществ, картона, полимеров, резины, красок и других материалов, как гидравлические добавки в портландцементы, применяют для создания глубокого вакуума и др. Около 20% добываемых цеолитов используется в строительстве для производства легких строительных и декоративных материалов и как основа для получения керамзитовых окатышей. В сельском хозяйстве цеолиты весьма эффективны для удержания в

Таблица 12

Состав и свойства некоторых природных цеолитов, имеющих промышленное значение

(по Бреку)

Минерал	Формула	Структурная группа	Пределы изменения отношения Si/Al	Второстепенные примесные катионы	Размеры входных окон, нм	Объем нустот, %	Удельный вес, г/см ³	Способность к ионному обмену, миллиэквивалент на 1 г	Устойчивость при дегидратации, °С	Относительная кислотостойкость*	Распространенность в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах**
Клиноптилолит	$\text{Na}_6(\text{AlO}_2)_6(\text{SiO}_2)_{30} \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	T ₁₀ O ₂₀	4,25—5,25	Ca, K, Mg	0,41×0,62 0,27×0,57	34	2,16	2,54	до 700	B	3
Морденит	$\text{Na}_{18}(\text{AlO}_2)_8(\text{SiO}_2)_{40} \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	T ₈ O ₁₆	4,17—5,0	Ca, K, Mg	0,67×0,7 0,29×0,57	28	2,12—2,15	2,29	до 800	B	3
Эрионит	$(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2)_{4,5} \cdot (\text{AlO}_2)_9(\text{SiO}_2)_{27} \cdot 27\text{H}_2\text{O}$	S ₆ R	2,9—3,7	Mg, NH ₄	0,36×0,52	35	2,02—2,08	3,12	стабилен	C	Mз
Шабазит	$\text{Ca}_2(\text{AlO}_2)_4(\text{SiO}_2)_8 \cdot 13\text{H}_2\text{O}$	D ₆ R	3,2—3,8	Mg, Sr, Ba	0,37×0,42	47	2,05—2,10	3,81	стабилен	C	Mз
Анальдим	$\text{Na}_{16}(\text{AlO}_2)_{16}(\text{SiO}_2)_{32} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	S ₄ R	1,8—2,8	K, H	0,26	18	2,24—2,29	4,54	до 700	H	3
Филлипсит	$(\text{K}, \text{Na})_{10}(\text{AlO}_2)_{10}(\text{SiO}_2)_{22} \cdot 20\text{H}_2\text{O}$	S ₄ R	1,3—2,2	Ca, Ba, Sr, Mg	0,42×0,44	31	2,15—2,20	3,87	до 200—250	H	3

* H — низкая (разлагаются в разбавленных кислотах); C — средняя (разлагаются в сильных кислотах); B — высокая (разлагаются в концентрированных кислотах); ** 3 — значительная; Mз — менее значительная.

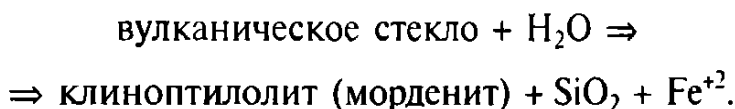
почве удобрений и влаги, как кормовые добавки скоту и птице, как дезодоранты (поглотители сильно пахнущих газов), при производстве искусственных почв для закрытого грунта и др. В области охраны окружающей среды — это очистители газовых выбросов от сернистого ангидрида, азота, углерода, аммиака, сероводорода, промышленных сточных вод от цветных и радиоактивных металлов, хлора, стронция, продуктов нефтепереработки; их широко используют при очистке вод морей и океанов при авариях танкеров и нефтепроводов, применяют при дезактивации местности. Цеолиты необходимы для приготовления лекарств и других продуктов фармацевтической, парфюмерной, кондитерской и других отраслей. Природные цеолиты используют при синтезе некоторых искусственных цеолитов. Последние применяются для получения ракетного топлива, биологически разрушающихся моющих средств и в других областях. Высокоглиноземистые цеолиты рассматриваются в качестве потенциального сырья для получения глинозема. В настоящее время установлено, что кроме собственно цеолитовых пород (цеолититов) с содержанием цеолитов более 40%, практический интерес представляют образования с меньшим содержанием цеолитов (от 10 до 40%), если в их составе присутствуют опал, монтмориллонит, кальцит и кристобалит.

Промышленный синтез цеолитов осуществляется при относительно невысоких температурах (до 200 °С) и давлении насыщенных паров воды в щелочной среде (рН до 14) из высокореакционного материала. Наиболее перспективным синтетическим минералом является боггсин — непревзойденный адсорбент, широко используемый в нефтехимии, фармацевтике и многих других отраслях. Изменение свойств природных цеолитов производится путем их обработки различными кислотами, щелочами и солями. Так, кислотная обработка клиноптилолита может привести к его деалюминированию без разрушения каркаса, сопровождающемуся расширением входных окон, благодаря чему повышается адсорбция к парам воды и бензола.

Образование природных цеолитов происходит в различных геологических условиях: позднемагматических, гидротермальных, метаморфических, диагенетических, выветривания. В общем случае механизм их формирования представляет реакцию поровых вод с вулканическим стеклом, слабо раскристаллизованным глинистым осадком, плагиоклазами или кремнеземом. В зависимости от состава исходных пород и физико-химической обстановки (температура, давление, парциальное давление воды, активность различных ионов и др.) происходит образование того или иного вида цеолитов. Так, клиноптилолит и морденит обычно образуются за счет кислой тефры, в то время как филлипсит и аналь-

цим — чаще за счет основной. Первоначально возникшие цеолиты с течением времени могут переходить в другие более устойчивые в изменившихся условиях формы. Хорошо известно замещение клиноптилолита анальцимом, а последнего в свою очередь ломонитом.

Наиболее широко распространенные диагенетически-осадочные цеолиты, единственные, дающие существенные промышленные концентрации, имеют кайнозойский и мезозойский возраст. В палеозойских и более древних толщах такие образования практически отсутствуют. Чаще всего благоприятными для диагенетической цеолитизации оказываются морские туфы кислого состава, стекло которых на глубинах порядка 100 м при температурах в десятки градусов взаимодействует с поровыми водами, в результате чего образуется клиноптилолит либо морденит:



Прямые определения pH растворов, экстрагированных из верхнемиоценовых цеолитизированных кислых туфов, дают значения от 8,3 до 9,5, составляя в среднем 8,9 (Иидзима). По тем же данным, при повышении температуры до 85–125 °С (как результат метаморфизма нагрузки либо наложения гидротермальных растворов) указанные цеолиты переходят в анальцим:



Стекло кислых туфов, отложившихся в условиях соленых озер, содержащих ионы CO_3^{2-} и HCO_3^- и при величине pH около 9,5, обычно превращалось в филлипсит, клиноптилолит, реже в морденит и шабазит. Такие озера типичны для аридных климатических зон. В этой обстановке седиментации нередко проявляется горизонтальная зональность, когда в пределах одного слоя в прибрежной части озера фиксируются туфы и глины, далее — цеолиты, а в центре озера появляются калиевые полевые шпаты.

Соответственно морским либо озерным условиям формирования цеолитов в кислых туфах в настоящее время отчетливо

выделяются два главнейших геолого-промышленных типа их месторождений:

- 1) пластовые согласные залежи и линзы, обогащенные клиноптилолитом, морденитом и другими цеолитами, в морских вулканогенно-осадочных толщах мезокайнозойского возраста;
- 2) пластовые согласные залежи и линзы, обогащенные шабазитом и в меньшей степени другими цеолитами, в флювиально-лакустриновых толщах кайнозойского возраста.

К первому типу относятся российские месторождения Шивиртуйское и Холинское в Читинской области, Хонгуру в Якутии, Куликовское в Амурской области, Чугуевское в Приморье, Лютогское на Сахалине, Ягоднинское на Камчатке, Пегасское в Кузбассе, месторождения Японии (Итая и другие в районе “зеленых туфов”), Украины (Сокирница в Закарпатье), республик Закавказья (Айдагское, Дзегви, Ноембрянское и др.), Италии, Венгрии (Токай, Харча и др.), бывшей Югославии, Мексики, Германии и др. Представителями второго типа являются многочисленные миоцен-плейстоценовые месторождения Запада США, а также стран Восточной Африки. Генетически в составе выделенных типов преимущественно говорят о вулканогенно-осадочных, реже гидротермально-метасоматических стратиформных месторождениях.

Месторождения клиноптилолита и морденита Японии

Япония оказалась одной из первых стран, приступивших к добыче и использованию природных цеолитов — клиноптилолита и морденита. Последние в большом количестве были обнаружены среди миоценовой пирокластики и вулканогенных осадочных пород субгоризонтального залегания, слагающих обширный регион так называемых “зеленых туфов” в западной половине северо-восточной части о-ва Хонсю с продолжением в юго-западную часть о-ва Хоккайдо. Этот регион широко известен многочисленными колчеданными месторождениями Куроко, генетически связанными с субмаринным миоценовым вулканизмом существенно кислого состава.

В разрезе этих толщ цеолитовая минерализация наиболее широко проявлена в верхнемиоценовых образованиях (формация Сайнокай в районе Хокуроку, коррелирующая со стадией Оннагава, выделяемой для региона “зеленых туфов”) мощностью 200–300 м и представленных дацитовыми и пемзовыми туфами, туфобрекчиями, аргиллитами, кислыми лавами. Кислое стекло в туфах и лавах замещено практически полностью цеолитами,

низкотемпературным кристобалитом, кварцем, глинистыми минералами и калиевым полевым шпатом. Перечисленные аутигенные минералы проявляются в зависимости от размеров зерен и пористости исходных кислых вулканитов: в пористых пемзовых и крупнозернистых стекловатых туфах преобладают цеолиты, а в плотных глинистых и тонкозернистых стекловатых туфах широко развиты монтмориллонит, низкотемпературный кристобалит и кварц. Аргиллит не содержит цеолитов. Цеолитизированные кислые туфы отличаются светло-зеленоватой окраской и достаточно рыхлой текстурой.

Доминирующим цеолитом является клиноптилолит. Он образует бесцветные призматические или таблитчатые кристаллы размером до 0,13 мм, развивающиеся по обломкам кислого стекла и пемзы. Нередко такие цеолитизированные обломки окружены пленкой монтмориллонит-кремнеземного состава. Клиноптилолит также фиксируется в везикулах, интерстициальных порах и сегрегационных прожилках. По составу это клиноптилолит Na-K-типа.

Клиноптилолиту по распространенности несколько уступает морденит. Он встречается в форме белых радиальных или волосовидных агрегатов либо атикулярных кристаллов длиной до 0,3 мм. Встречаясь подобно клиноптилолиту в различных кислых туфах, он, кроме того, замещает стекловатую массу кислых лав и изредка выполняет пустоты растворения пироксена. Иногда лавовые потоки с перлитовой или брекчиевидной текстурой цеолитизированы более интенсивно, чем пирокластические образования.

Нередко с увеличением глубины в составе цеолитизированных вулканитов отмечается более поздний анальцит, замещающий клиноптилолит и морденит. Реже он образует округлые кристаллы диаметром до 50 мкм и их агрегаты в порах туфов, а также мелкие прожилки совместно с кальцитом и кварцем. Химический и минеральный состав измененных кислых туфов приведен в табл. 13.

С промышленной точки зрения наиболее интересными являются площади выхода формации Сайнокаи (рис. 57) и ее верхнемиоценовых эквивалентов на поверхность в удалении от месторождений Куроко: в этих случаях зона клиноптилолит-морденитовой минерализации может достигать мощности 230 м, ограничиваясь снизу и по латерали зонами внешнего ореола глинистых изменений, сопровождающих сульфидные залежи Куроко. Такие площади, в частности, фиксируются в центральной и северной частях региона "зеленых туфов" в префектурах Амагата (месторождение Итая) и Акита (месторождения Футатуси-махи и Ямамато-ган) соответственно.

На месторождении Итая мощность промышленной залежи в контуре цеолитизированных туфов около 100 м. Здесь получают

**Химический (%) и минеральный состав кислых туфов формации Сайнокаи
в районе Хокуроку, префектура Акита, Япония**

(по А. Иидзуме и др.)

	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	71,14	76,62	64,08	Na ₂ O	1,32	1,96	2,77
TiO ₂	0,23	0,12	0,15	K ₂ O	0,48	4,06	3,12
Al ₂ O ₃	9,44	9,70	13,05	H ₂ O ⁺	4,70	4,30	6,00
Fe ₂ O ₃	1,36	0,35	1,56	H ₂ O ⁻	7,80	1,60	5,85
FeO	0,14	0,17	0,80	P ₂ O ₅	сл.	сл.	0,06
MnO	0,05	сл.	0,04	S	—	—	—
MgO	2,18	0,07	1,19	FeS ₂	—	—	—
CaO	1,00	0,86	1,29	Σ	99,84	99,81	99,96

Примечание. 1 — клиноптилолит, низкотемпературный кристобалит, монтмориллонит (скв. 0–4, гл. 118,4 м); 2 — иллит, адуляр, клиноптилолит, морденит, низкотемпературный кристобалит-монтмориллонит (скв. 0–4, гл. 232,1 м); 3 — иллит, адуляр, морденит, кварц, монтмориллонит (скв. 0–5, гл. 340,0 м).

ежегодно около 60 тыс. т клиноптилолита и морденита, что составляет свыше половины добычи природных цеолитов в стране. Суммарная производительность месторождений Футатуси-махи и Ямато-ган равна 12 тыс. т клиноптилолита в год. Значительная доля сырья, получаемого на этих месторождениях, используется в качестве наполнителя в бумажной промышленности (вместо каолина), а также как добавка в птичий корм, для осушения газов, для выделения кислорода и азота из воздуха, для дезодорирования в сельском хозяйстве и повышения эффективности химических удобрений, вносимых в почву.

По представлениям А. Иидзумы и других японских геологов, клиноптилолит-морденитовая минерализация в миоценовой кислой пирокластике обусловлена сочетанием процессов диагенеза и метаморфизма нагрузки (захоронения); появление более позднего анальцита в ассоциации с кварцем и кальцитом связано с наложением последующих гидротермальных растворов на эти уже цеолитизированные отложения.

Айдагское месторождение клиноптилолита (Азербайджан)

Месторождение находится в 5–7 км к западу от г. Тауз. Оно связано с верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщей пород, образующей вытянутую более чем на 100 км полосу. В разрезе

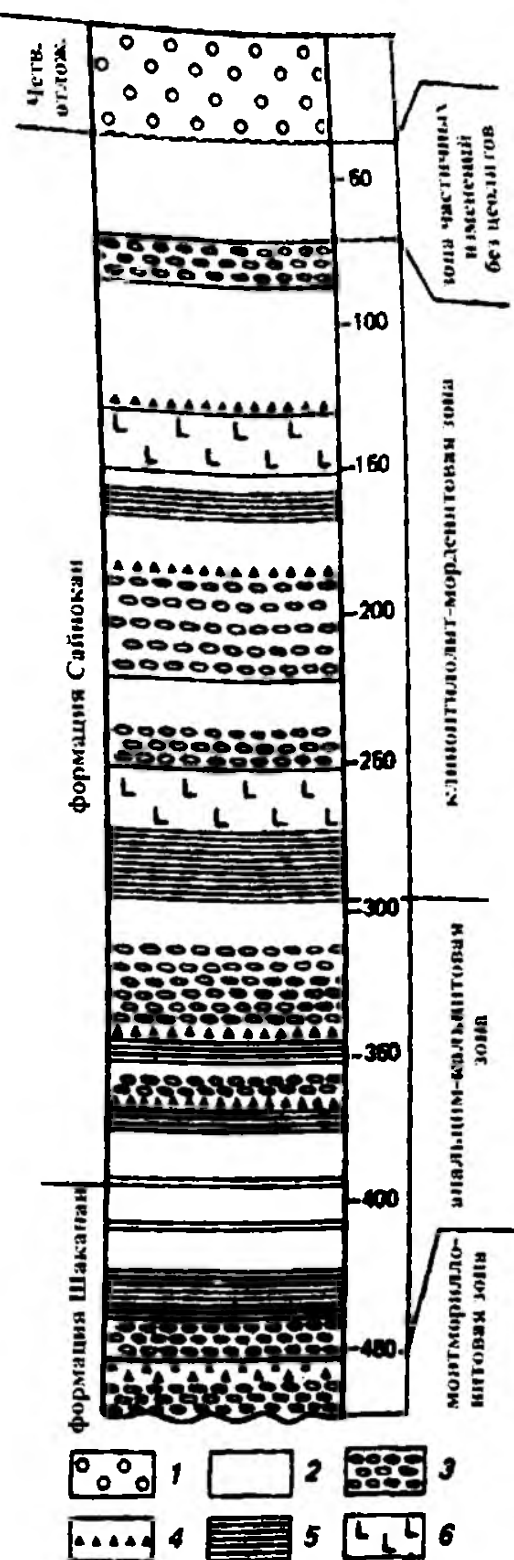
этой толщи выделяются отложения коньякского, сантонского, кампанского, иногда маастрихтского и датского ярусов.

Продуктивными являются отложения сантонского яруса, представленные известняками, мергелями, туфопесчаниками, пепловыми туфами и туффитами мощностью 200 м. Последние, имея исходный риолитовый и риолит-дацитовый состав, в различной степени изменены с новообразованиями цеолитов, анальцима и монтмориллонита. Наиболее изменены тонкообломочные туфы и туффиты.

В структурном отношении месторождение приурочено к пологому (углы падения 15–20°) северо-западному крылу Кероглинской синклинали, местами осложненной складками более высоких порядков и разрывными нарушениями.

Рис. 57. Геологический разрез формации Сайнокаи с цеолитовой минерализацией в районе Хокуроку (Япония) по скв. 0–4 (цифрами показаны глубины, м) (по А. Иидзуме):

1 — гравий; 2 — дацитовые туфы; 3 — пемзовые туфы; 4 — туфобрекчии, 5 — аргиллиты, 6 — дациты



Рудным телом является согласная линзовидная залежь цеолитизированных туфов ("айдагский пласт") мощностью 20–40 м и шириной на поверхности 20–120 м (рис. 58). Она подстилается и перекрывается известняками, прослеживаясь горными выработками и скважинами на 2,5 км по простиранию и до 700 м на глубину (по падению).

Слагающие залежь туфы характеризуются белой, светло-серой, желтоватой и зеленоватой окраской, тонкоплитчатой и массивной текстурой. Обломки размером от десятых долей до первых миллиметров сложены андезином и кварцем; присутствуют также

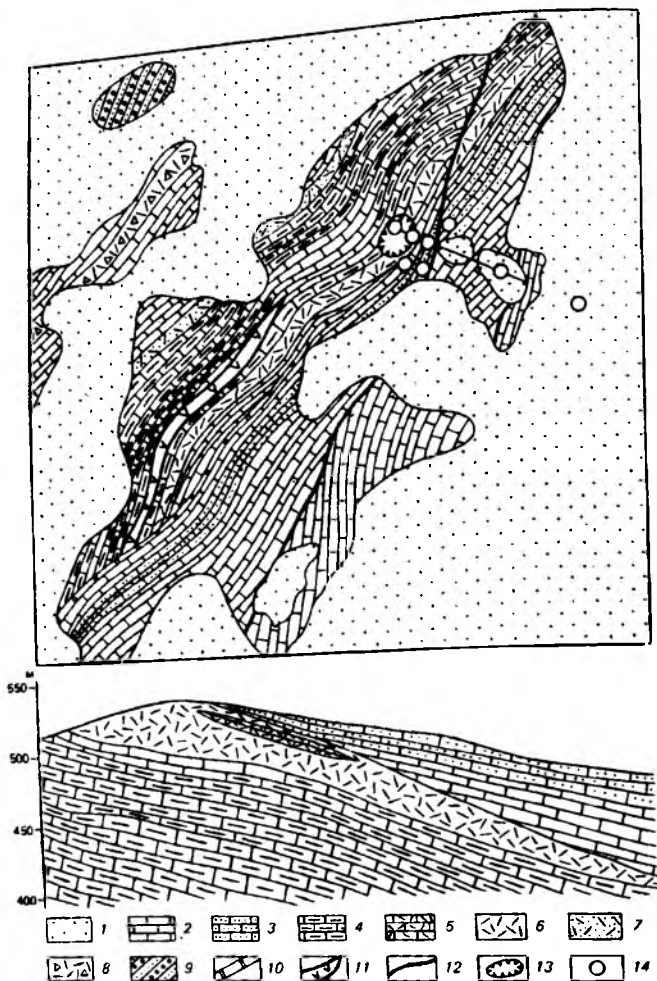


Рис. 58. Схематическая геологическая карта и разрез Айдагского месторождения клиноптилолита (по А.И. Кулиеву):

1 — современные отложения; кампан-маастрихт: 2 — плитчатые светло-серые известняки, 3 — серые песчаные известняки; верхний сантон: 4 — белые пелитоморфные известняки, 5 — известняки с туфогенным материалом, 6 — белые цеолитизированные туфы (собственно Айдагский пласт), 7 — буровато-серые цеолитизированные туфы (средний пласт), 8 — светло-зеленые цеолитизированные туфы-трассы (нижний пласт); 9 — нижний сантон: чередование разнозернистых туфопесчаников и туфогравелитов; 10 — базальный слой; 11 — силл диабазовых порфиров; 12 — разрывные нарушения; 13 — туфовый карьер; 14 — скважины

чешуйки биотита такой же величины. Основная связующая масса породы представляет монтмориллонит-карбонат-клиноптилолитовый агрегат, замещающий вулканическое стекло. Клиноптилолит образует спутанно-волокнистые микрозернистые агрегаты с преобладающим размером частиц до 0,01 мм. Его содержание в породе колеблется от 20 до 80%, в среднем 55%.

Средний химический состав этих туфов (мас. %): 66,07 SiO_2 ; 1,58 Fe_2O_3 ; 12,88 Al_2O_3 ; до 0,01 TiO_2 ; 4,4 CaO ; 2,7 MgO ; 0,02 SO_3 ; 0,02 MnO ; 1,46 K_2O ; 2,66 Na_2O ; 3,92 H_2O ; п.п.п. — 9,02.

По масштабу оруденения Айдагское месторождение является весьма крупным. Технологические свойства его руд изучены в лабораторных и промышленных условиях для использования в качестве сорбентов, для очистки воды, в сельском хозяйстве и других областях.

Большинством геологов генезис этого месторождения связывается с позднедиагенетическим преобразованием пепловых туфов, происходившим под воздействием морских или поровых вод нормальной солености и щелочности.

Холинское месторождение клиноптилолита

Месторождение расположено на юго-восточном склоне Холинского хребта в 45 км к северо-западу от железнодорожной станции Могзон Читинской области. Оно приурочено к юрской палеовулканической постройке, сложенной породами удинской свиты (J_{2-3ud}): крупнообломочными туфами и конгломератами (нижняя часть разреза мощностью 130–300 м), туфами смешанного и кислого состава, цеолитизированными туфами трахириодацитового состава (мощность средней части разреза 200–230 м), фельзитами, перлитами, лавобрекчиями, риолитами, туфами, базальтами и андезитами (мощность верхней части разреза свыше 250 м). Отмечаются субвулканические дайки долеритов северо-восточного и северо-западного простиранья протяженностью до 600 м и мощностью до 15 м.

Участок месторождения разбит серией разломов на тектонические блоки, смещенные относительно друг друга на 50–350 м и ступенчато погружающиеся к центру вулканотектонической структуры. Цеолитизированные породы средней части разреза удинской свиты образуют продуктивную толщу месторождения, основной объем которой составляют наиболее измененные разновидности кислых туфов. Среди них по составу обломков выделяются витролитокластические, витрокластические и кристалловитрокластические образования трахириодацитового состава, а по величине этих обломков — пелитовой (до 0,01 мм), алевроитовой (0,01–0,1 мм),

псаммитовой (0,1–1 мм) и псефитовой (1–10 мм) размерностей (рис. 59).

Преобладающие псаммитовые туфы составляют около 50%, а алевритовые — около 30% продуктивной толщи; в их обломочной части — стекловатые кислые породы с перлитовой, флюидальной и другими структурами, раскристаллизованный перлит сферолитовой, гребенчатой и других структур, альбит, адуляр, санидин, редко кварц и биотит; цементирующая масса представлена преимуще-

ственно пелитоалевритовой пирокластикой. Кислое стекло в обломках замещается цеолитами, реже монтмориллонитом и селадонитом.

Химический состав цеолитизированных пород продуктивной толщи близок и в среднем составляет (мас. %): 63,47 SiO_2 ; 0,16 TiO_2 ; 12,69 Al_2O_3 ; 1,27 Fe_2O_3 ; 0,29 FeO ; 0,34 MnO ; 0,53 MgO ; 0,92 CaO ; 2,58 Na_2O ; 2,85 K_2O ; 9,29 H_2O^+ ; 5,55 H_2O^- ; $\Sigma = 99,94$ (Р.В. Боярская и др.).

В цеолитизированных вулканокластических породах месторождения наиболее распространен клиноптилолит, более редки гейландит и морденит; из нецеолитовых минералов обычен монтмориллонит, а также селадонит, кварц, кристобалит, опал и адуляр. Клинноптилолит образует три разновидности, локализуясь в основной массе (скрытокристаллические агрегаты), в пустотах выщелачивания (хорошо ограненные кристаллы, обра-

	Геологическая колонка	Возраст	Глубина, м	Содержание цеолитов, %
1	Δ ~ Δ	$J_2 \text{ и } J_3$	1,7	
2	• • •	$J_2 \text{ и } J_3$	5,2	67,5
3	— — —	$J_2 \text{ и } J_3$	8,8	52,5
4	• • •	$J_2 \text{ и } J_3$		63,0
	• • •	$J_2 \text{ и } J_3$	24,6	
5	• • •	$J_2 \text{ и } J_3$	33,1	45,5
6	• • •	$J_2 \text{ и } J_3$		3,0
	• • •	$J_2 \text{ и } J_3$	47,8	
7	• • •	$J_2 \text{ и } J_3$		64,0
	• • •	$J_2 \text{ и } J_3$	66,0	
8	Δ ~ Δ	$J_2 \text{ и } J_3$		33,0
	Δ ~ Δ	$J_2 \text{ и } J_3$	72,0	

Рис. 59. Разрез продуктивной цеолитоносной толщи Холинского месторождения (по Р.В. Боярской и др.):

1 — щебень туфа, супесь; 2 — витрокластический мелкопсефитовый туф; 3 — разнообломочный витро- и литовитрокластический туф (от пелитового до мелкопсефитового); 4 — витрокластический алевритовый туф; 5 — витрокластический псефит-псаммитовый туф; 7 — литовитрокластический псефитовый туф; 8 — дресва и щебень туфа, глина

зующие друзы на стенках пустот и каверн), в микропрожилках (тонкоигольчатые агрегаты). На месторождении отчетливо проявлена центробежная латеральная зональность, выраженная в смене минеральных ассоциаций от вулканического центра на восток: (клиноптилолит)–(клиноптилолит+селадонит)–(клиноптилолит+селадонит+монтмориллонит)–(клиноптилолит+монтмориллонит)–(монтмориллонит), связанная с понижением температуры преобразующих растворов постоянного состава (А.В. Магер). По мнению В.В. Наседкина, И.В. Гордиенко, Л.Г. Жамойцина и других исследователей, цеолиты Холинского месторождения являются гидротермально-метасоматическими, образовавшимися из ювенильных гидротермальных растворов, связанных с вулканической деятельностью; все компоненты, входящие в состав цеолитов, заимствовались из вулканического стекла при его гидратации:

стекло + вода \Rightarrow гидратированное стекло \Rightarrow раствор + цеолиты.

По минеральному составу цеолитизированные туфы (содержание цеолитов более 50%) подразделяются на клиноптилолитовые, монтмориллонит-клиноптилолитовые, селадонит-клиноптилолитовые, кристобалит-адуляр-клиноптилолитовые и кристобалит-адуляр-морденитовые. Среднее содержание цеолитов (клиноптилолита) в таких туфах составляет около 60%, а максимальное — 80–90%.

В составе продуктивной толщи оконтуриваются четыре пологие пластовые залежи (горизонта), самая крупная из которых площадью 3,6×2,1 км и мощностью 120 м отрабатывается карьером. Выделяемые в ней участки с повышенным (до 70–80%) содержанием цеолитов позволяют селективно отрабатывать богатые руды. Разведанные запасы цеолитовых руд на месторождении составляют 400 млн т, а прогнозные ресурсы — 600 млн т; в контурах эксплуатационного карьера запасы составляют 60 млн т.

Комплексные исследования клиноптилолитовых руд месторождения показали, что по большинству показателей они не уступают природным цеолитам лучших месторождений страны и могут с успехом применяться в качестве диетических добавок к кормам птиц и животных, мелиорантов при выращивании картофеля и других сельскохозяйственных культур, для очистки воздуха от паров воды, водорода, азота, ртути, летучих соединений серы, при очистке сточных и питьевых вод от различных вредных примесей, при производстве цемента и в других областях.

Силами малого предприятия “Цеолит” Забайкальского ГОКа на месторождении производится добыча, переработка, расфасовка и отправка потребителям цеолитового сырья. В настоящее время Холинское месторождение является одним из наиболее крупных объектов и поставщиков цеолитового сырья в нашей стране.

Месторождение шабазита Бауи (США)

Среди многочисленных месторождений цеолитов, выявленных на Западе США, месторождение Бауи является наиболее изученным. Оно находится в шт. Аризона в 140 км к востоку от Таксона. Начиная с 1961 г. месторождение разрабатывалось компаниями "Юнион Карбайд", "Анаконда Минерал" и др.

Месторождение Бауи в числе нескольких ему подобных локализовано в долине Сан-Симон, вытянутой в северо-западном направлении и представляющей межгорный бассейн. В основании долины залегают пласты плиоцен-голоценовых флювиальных и лакустриновых пород суммарной мощностью свыше 600 м. Часть из них являются цеолитовыми туфами, образующими верхний бедный пласт и нижний "рудный" пласт, представляющие промышленный интерес.

Этот пласт прерывисто обнажается на расстояние свыше 10 км по обе стороны долины: суммарная протяженность его обнаженной части по простиранию около 1000 м. Мощность колеблется от 0,3 до 1,2 м и более, а окраска от белой и серой до желтоватой и оранжевой. Промышленная разработка ведется в юго-западном борту долины.

Главными минералами цеолитовых туфов, слагающих "рудный" пласт, являются шабазит, эрионит, клиноптилолит, причем количество шабазита может достигать 80%. Кроме цеолитов в туфах присутствуют смектит, кальцит, галит, гипс, иногда тенардит. В южной части месторождения в небольших количествах присутствует анальцит.

Как полагают американские геологи, указанные цеолиты и ассоциирующие с ними аутигенные минералы кристаллизовались после накопления в озере вулканического пепла как результат изменения последнего под воздействием щелочных поровых вод, захороненных при седиментации.

Глава 11

МАГНЕЗИТ И БРУСИТ

Практическая значимость магнезита и брусита определяется широким использованием в промышленности огнеупоров (около 90% добываемого сырья), сельском хозяйстве и медицине получаемого из них оксида магния MgO (жженой магнезии). В настоящее время приблизительно 2/3 мирового производства оксида магния приходится на обжиг природных магнезита и брусита, а

около 1/3 — на экстракцию из морской воды, подземных и поверхностных рассолов.

Магнезит представляет углекислую соль магния MgCO_3 . Теоретически он состоит из 47,8% MgO и 52,2% CO_2 , являясь крайним членом двух изоморфных рядов: с сидеритом (FeCO_3) и кальцитом (CaCO_3). Промежуточные члены этих рядов — брейнерит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$ и доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ подобно магнезиту также используются в качестве огнеупорного сырья. Практически в нем всегда содержатся различные количества оксидов железа, кальция, марганца, алюминия и кремния. Выделяются две природные разновидности магнезита: кристаллическая и криптокристаллическая (аморфная). Иногда в ассоциации с магнезитом обнаруживается также гидромагнезит $\text{Mg}[(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, утилизируемые совместно.

Кристаллический магнезит образует зернистые агрегаты, сложенные вытянутыми кристаллами от долей миллиметров до 1 см. Белый или желтоватый, а от примесей углистого вещества — светло- или темно-серый до черного. Текстуры агрегата полосчатые, радиально-лучистые, массивные. Твердость 3,5–4, плотность 3,02 г/см³.

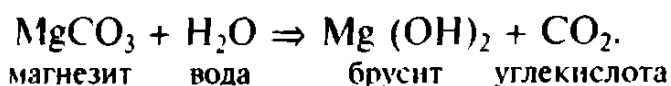
Криптокристаллический (аморфный) магнезит обычно белого цвета и имеет фарфоровидный облик. Он образует натечные гроздьевидные формы, обладает раковистым изломом. В зависимости от примесей может принимать кремовый, желтоватый, буrowатый или серый оттенок. В отличие от кристаллического обладает несколько более высокой твердостью (3,5–5) и меньшей плотностью (2,9–3 г/см³).

Брусит — гидроксид магния $\text{Mg}(\text{OH})_2$ содержит изоморфные примеси железа и марганца. Теоретическое содержание MgO — 69,1%. Типичны таблитчатые и игольчатые кристаллы. Твердость — 2,5, плотность — 2,39 г/см³. Образует почти мономинеральные листоватые, волокнистые и зернистые агрегаты белого цвета с зелеными, желтыми и коричневыми оттенками, иногда с перламутровым блеском.

Брусит значительно более редок по сравнению с магнезитом, однако он образует более высококачественную руду, причем перерабатываемую с меньшими энергетическими затратами; в сыром необожженном виде он используется как слабощелочной реагент для варки целлюлозы и в некоторых химических производствах. По данным Г.Р. Бочкарева и Г.И. Пушкаревой, брусит обладает аномально высокими сорбционными свойствами по отношению к ионам тяжелых металлов в водных средах.

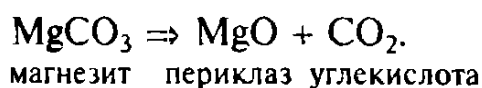
Совместное рассмотрение этих двух минералов обусловлено как едиными областями их применения (и тот и другой — сырье

для получения каустического магнезита и искусственного периклаза), так и образованием сравнительно редкого брусита за счет более распространенного в природе магнезита:

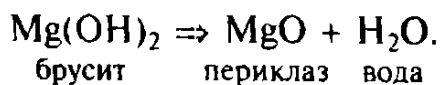


При нагревании (обжиге) до 700–1000 °С магнезит теряет большую часть углекислоты и превращается в порошкообразную массу (каустический или малообожженный магнезит), характеризующуюся щелочными свойствами. Содержание CO_2 в нем не превышает 3–8%. Порошок каустического магнезита вместе с концентрированным раствором хлористого магния MgCl_2 или сернокислого магния MgSO_4 образует магнезиальный цемент (цемент Сореля), обладающий высокими вяжущими и пластическими свойствами: он способен связывать различные органические материалы, находя применение в производстве экологически чистых строительных отделочных и термоизоляционных материалов, искусственных жерновов и абразивов, а также в виде растворов и бетона с органическими (опилки, древесные стружки) и минеральными (песок, гравий) наполнителями. Из каустического магнезита получают металлический магний и различные химические соединения.

При повышении температуры обжига свыше 1000 °С каустические свойства пропадают и при температуре 1450–1750 °С углекислота исчезает полностью — образуется так называемый намертво обожженный магнезит (металлургический магнезит, искусственный периклаз, зинтер-магнезит):



Образование искусственного периклаза за счет дегидратации брусита происходит при температуре около 450 °С:



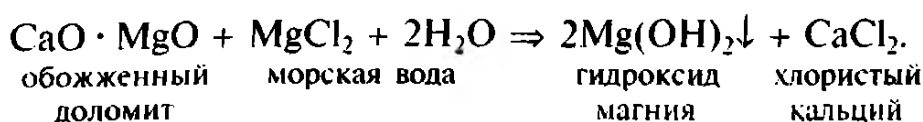
Металлургический магнезит плавится при температуре около 2800 °С, инертен к воде и углекислоте. В зависимости от примесей в исходном сырье совместно с ним фиксируются примеси клиноэнстатита, форстерита и других минералов. Намертво обожженный магнезит получают главным образом из кристаллического. Он очень прочен при спекании порошка, используется для наварки пода и стенок мартеновских печей, изготовления огнеупорных кирпичей, используемых в сталелитейном, сернокислотном и портландцементном производствах.



Рис. 60. Основные виды продукции, получаемые из магнезительного сырья (по А. И. Шевелеву)

Основные виды продукции, получаемые из магнезительного сырья, приведены на рис. 60. В небольших количествах оксид магния используется для получения металлического магния в химической промышленности, для изготовления различных лечебных препаратов в фармацевтической промышленности (жженая магнезия), для различных целей в резиновой, бумажной, сахарной и керамической отраслях.

В странах с ограниченными ресурсами магнезитового сырья (Англия, Япония) налажено получение оксида магния из морской воды путем смешивания последней с обожженным доломитом или известняком:



Образующийся в результате этой реакции обмена гидроксид магния выпадает в осадок и затем обжигается до оксида магния. Экономическая целесообразность данного способа подтверждается, в

частности, тем, что, например в США, несмотря на наличие значительных промышленных месторождений магнезита, большую часть оксида магния получают именно из морской воды, а также из подземных рассолов.

Общий объем мировой добычи природного магнезита в 1996 г. составил 15,7 млн т, из которых на долю кристаллического приходится 80% и криптокристаллического (аморфного) — 20%. Ведущими добывающими странами являются Китай (5 млн т), Россия (3,6 млн т), КНДР (1,8 млн т) и Турция (1 млн т), производящими почти 3/4 мировой добычи.

Важнейшими геолого-промышленными типами месторождений магнезита и брусита являются:

1) стратиформные залежи кристаллического или оталькованного магнезита спорного генезиса в осадочных карбонатно-магнезиальных толщах протерозоя—раннего палеозоя (Саткинские месторождения на Южном Урале, Савинское в Восточном Саяне, Удережское на Енисейском кряже, Ляонин в Китае, Заглеркогель в Австрии, Кочинца в Словакии, а также месторождения КНДР, Испании, Бразилии), включающие около 85% мировых запасов;

2) штокверковые и штокверково-жилые образования криптокристаллического магнезита в ультрабазитах экзогенно-инфильтрационного и гидротермального генезиса (Халиловское месторождение на Южном Урале, месторождения Закавказья и Казахстана; месторождения Югославии, Греции, Турции, Италии, Индии), на долю которых приходятся практически остальные 15% мировых запасов;

3) неправильные тела бруситов и бруситовых мраморов контактово-метаморфического генезиса среди толщ доломитов с линзами магнезитов близ контактов с интрузивами гранитоидов (Кульдурское и другие месторождения на Малом Хингане, Габбское в США, Покиондонг в КНДР, месторождения аподоломитовых брусит-кальцитовых мраморов в канадских провинциях Квебек и Онтарио).

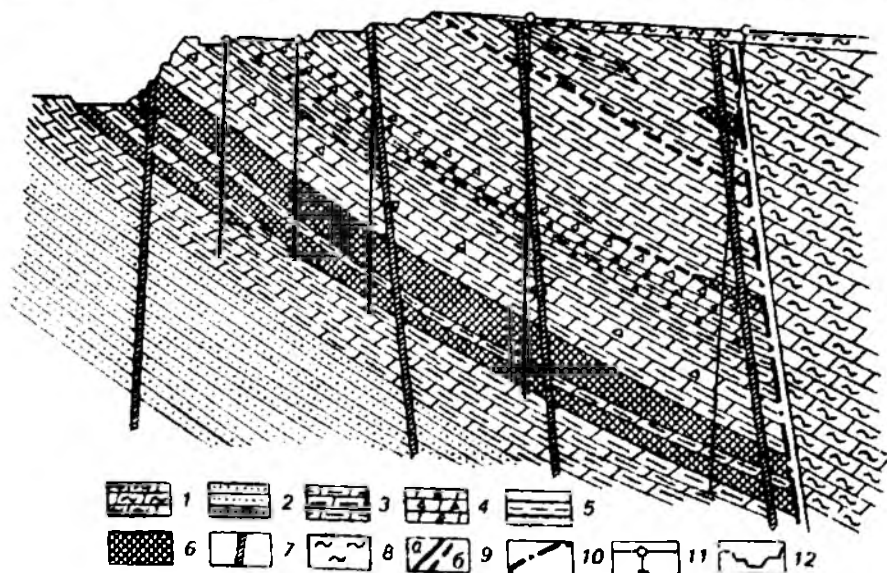
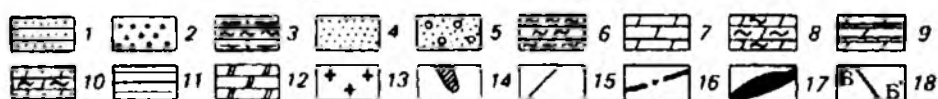
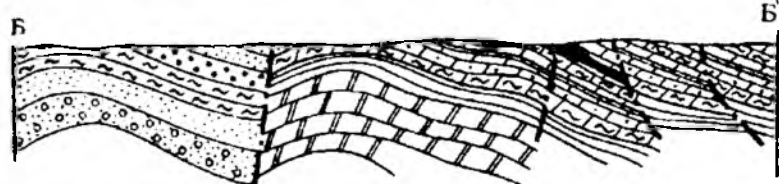
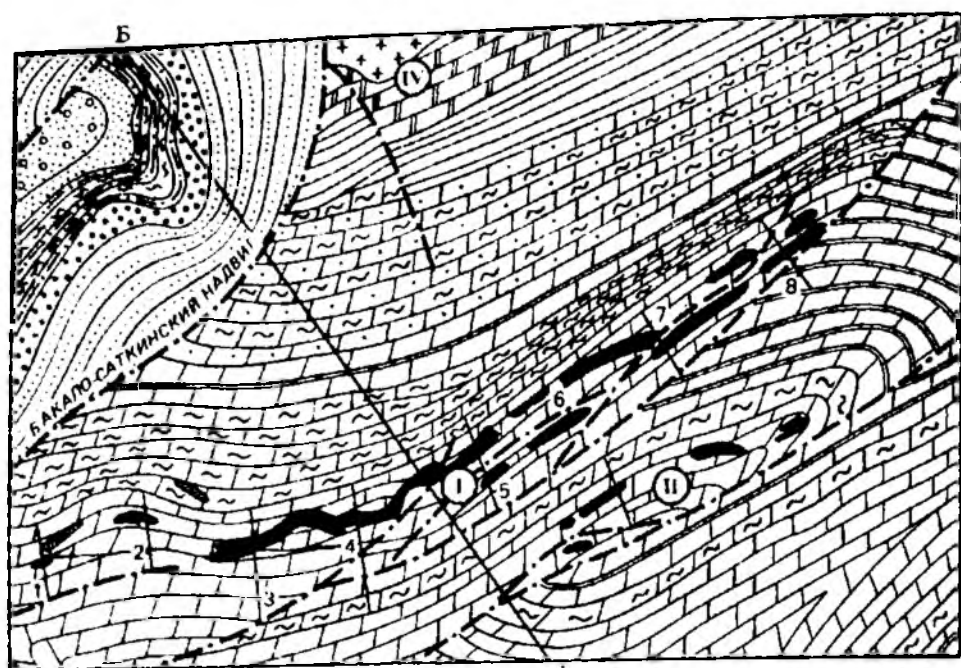
Резко подчиненное значение имеют стратиформные линзовидно-пластовые залежи криптокристаллического магнезита и гидромагнезита с прослоями мергелей, глин, песчаников и конгломератов осадочного континентально-озерного генезиса миоценового и плейстоценового возраста (месторождения бывшей Югославии, Кубы, Турции, шт. Калифорния в США). Однако в последнее десятилетие за рубежом в терригенных толщах были выявлены крупные скопления криптокристаллического магнезита на Кубе (месторождение Реденсон) и в Австралии (месторождение Кунварари); в перспективе роль месторождений этого типа будет возрастать.

Саткинские месторождения магнезита (Саткинское, Березовское, Никольское, Ельничное) находятся вблизи г. Сатка Челябинской области на Южном Урале. Открытые в 1894 г., они начали эксплуатироваться в 1900 г.; в настоящее время образуют одну из основных сырьевых баз огнеупорной промышленности страны. Добыча на этих месторождениях осуществляется открытым способом комбинатом "Магнезит" и составляет 95% от общероссийской. Намечается строительство новых карьеров и ввода новых мощностей для подземной добычи, а также переход к глубокому (флотационному и химическому) обогащению магнезита.

Геологически рассматриваемые месторождения находятся в западной части Башкирского мегаантиклинория, сложенного верхнепротерозойскими образованиями. Большинство промышленных залежей магнезита образуют линейно вытянутую в восток-северо-восточном направлении зону, приуроченную к северо-западному пологому крылу Саткинской синклинали, сложенной карбонатными и карбонатно-глинистыми породами одноименной свиты нижнерифейского возраста (рис. 61).

Вмещающими стратиформные магнезитовые залежи являются породы карагайского горизонта верхнесаткинской подсвиты. В разрезе этого горизонта суммарной мощностью 750 м резко преобладают слоистые, массивные и брекчиевидные доломиты и глинистые доломиты, образующие слои и пачки мощностью в десятки метров. В резко подчиненном количестве встречаются мергели, доломитоглинистые и глинистые сланцы, слагающие слои мощностью до нескольких метров.

Магнезитовая минерализация в пределах карагайского горизонта прослеживается на трех стратиграфических уровнях, нижний из которых, включающий пластовые и неправильной формы залежи, является промышленным, а два верхних трассируются небольшими линзами, гнездами, прожилками и вкрапленностью магнезита. Многочисленные промышленные (преимущественно пластовые) залежи различны по своим размерам: их длина по простиранию колеблется от 45 до 170 м, по падению — от 40 до 950 м, средние мощности изменяются от 13 до 30 м. Падение рудных тел юго-восточное под углами от 5 до 80° (преобладают углы 20–40°). Иногда пластовые рудные тела кулисообразно перекрываются, разделяясь друг от друга маломощными прослоями доломитов; в этих случаях в поперечных разрезах создается впечатление единых мощных (до 75 м) пластовых залежей (центральная часть Карагайского участка Саткинского месторождения). Промышленные



рудные тела на 94–98% сложены кристаллическим магнезитом и характеризуются резкими контактами, согласными со слоистостью. Маломощные (до 10 м) тела с глубиной выклиниваются по-

степенно, более мощные имеют тупые окончания или расщепляются. Внутреннее строение магнезитовых залежей осложнено наличием гнезд и прожилков доломита.

Рудные тела рассечены разломами северо-западного и чаще северо-восточного направлений с амплитудами смещения по ним в десятки метров. Вдоль этих разломов и сопряженных с ними зон расщепления, а также вдоль контактов локализованных в них секущих даек диабазов и габбро-диабазов широко проявлены поверхностный и глубинный карст, осложняющий морфологию залежей и снижающий качество магнезита. Это всевозможные воронки, карманы, щели, полости сложной формы, достигающие длины 100 м и более.

Секущие магнезитовые залежи верхнепротерозойские дайки имеют северо-западное простирание и крутые (от 50 до 90°) падения на северо-восток и юго-восток. Они могут прослеживаться на несколько километров по простиранию, их мощность изменяется от 0,5 до 10 м (редко до 20 м). Вмещающие доломиты в зоне экзоконтакта этих даек превращены в бруситовые мраморы и бруситовые породы, сложенные кальцитом, доломитом и бруситом с прожилками ашарита и зернами магнетита; иногда доломиты подвержены простой перекристаллизации в мрамор; известняки слабо

Рис. 61. Вверху: геологическая карта и разрез Б—Б' Саткинского рудного поля (по материалам Бакальской ГРП):

1 — алевролиты, песчаники, глинистые сланцы; 2 — кварцитовидные песчаники; 3 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 4 — алевролиты, песчаники; 5 — аркозовые песчаники; 6 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы (бакальская свита); 7 — известняки (верхнесаткинская подсвита); 8 — доломиты (карагайский горизонт); 9 — доломиты, мергели, глинистые сланцы (верхнесаткинская подсвита); 10 — доломиты нормальные, глинистые, песчаные, глинистые сланцы (нижнесаткинская подсвита); 11 — доломиты глинистые, мергели, глинистые сланцы (нижнесаткинская подсвита); 12 — глинистые сланцы; 13 — доломиты, доломитовые известняки, карбонатно-глинистые сланцы; 14 — граниты-рапакиви; 15 — дайки габбро-диабазов; 16 — разрывные нарушения; 17 — магнезитовые залежи; 18 — линия геологического разреза. Месторождения магнезита: I — Саткинское, II — Никольское, III — Березовское (за восточной рамкой карты), IV — Ельничное. Участки Саткинского месторождения (цифры на карте): 1 — Каргинский, 2 — Северо-Карагайский, 3 — Карагайский, 4 — Гологорский, 5 — Мельничный, 6 — Паленихинский, 7 — Волчьегорский, 8 — Степной.

Внизу — геологический разрез Саткинского месторождения магнезита (Карагайский участок) (по Л.В. Анфимову, Б.Д. Бусыгину, Л.Е. Деминой):

1 — глинистые сланцы (верхнесаткинская подсвита); 2 — глинистые и песчаные доломиты; 3 — доломиты слоистые (карагайский горизонт); 4 — доломиты брекчиевидные (карагайский горизонт); 5 — глинистые сланцы (карагайский горизонт); 6 — магнезиты; 7 — дайки габбро-диабазов; 8 — делювиальные глины с щебнем; 9 — стратиграфические (а) и литологические (б) контакты; 10 — разломы; 11 — скважины; 12 — контуры карьера

перекристаллизованы, а глинистые породы — ороговикованы. Магнезит в приконтактных частях с этими дайками иногда обнаруживает маломощные зоны доломитизации и серпентинизации.

Наибольшим распространением в залежах пользуется средне- и крупнозернистый магнезит с зернами размером 3–10 мм. Мелкозернистая разновидность минерала встречается в виде маломощных прослоев и гнезд, гигантозернистая — на контактах с породами всякого бока либо также в виде единичных гнезд. Магнезит характеризуется высокой чистотой: спектральный анализ показывает почти полное отсутствие элементов-примесей; содержание MgO в минерале близко к теоретическому, количество CaO не превышает 1–1,5%.

Помимо магнезита в составе руды в незначительном количестве встречаются доломит, кальцит, тальк, кварц и пирит. В тяжелой фракции магнезитов установлены единичные мелкие зерна граната и сфалерита. Качество сырого магнезита Саткинских месторождений определяется главным образом ограничением содержаний в нем оксида кальция и кремнезема (табл. 14).

Образование крупных стратиформных залежей кристаллического магнезита, согласно залегающих в разрезе карбонатных осадочных толщ, является дискуссионным. Применительно к Саткинским месторождениям ранее были высказаны представления о гидротермально-метасоматическом (А.Н. Заварицкий и др.) и

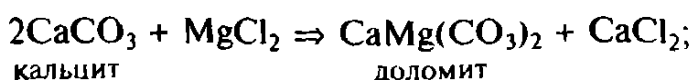
альтернативные — об осадочном раннедиагенетическом (М.И. Гарань) их образовании. В настоящее время первая гипотеза развивается В.А. Тимесковым, согласно которому магнезитовые залежи образовались в ходе посторогенной тектономагматической активизации гидротермально-метасоматическим путем с участием гидротермальных раство-

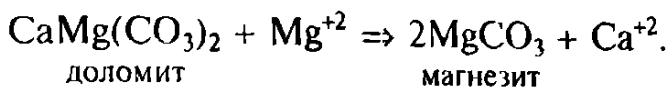
Таблица 14

Требования к качеству сырого
дробленого магнезита месторождений
Саткинской группы

Марка магнезита	Содержание, %		
	≥ MgO	≤ CaO	≤ SiO ₂
СМ-1	46	0,8	1,2
СМ-2	45	1,2	1,5
СМ-3	43	2,8	2,4
СМ-4	39	7,0	2,5

ров, связанных с гранитоидными интрузиями и привносивших с собой магнезий из глубинного источника. Химизм этого процесса может быть следующим:





Главным аргументом в пользу этих представлений является наличие секущих взаимоотношений магнезита и вышележащих доломитов, наблюдаемых в карьерах.

Гипотеза осадочного формирования магнезитовых залежей Сатки, изложенная М.И. Гаранем, образование магнезитов связывает с замещением рыхлого неметаморфизованного донного осадка доломитового состава углекислым магнием, т.е. магнезитовые залежи, согласно этим представлениям, являются раннедиагенетическими, по существу, седиментогенными. В основе рассматриваемой гипотезы лежит факт четкой приуроченности минерализации к определенным стратиграфическим уровням рифейских толщ, крупные размеры и согласная пластовая морфология залежей. Представления о седиментогенной природе миогеосинклинальных магнезитов, в том числе и залежей Сатки, в настоящее время развиваются П.П. Смолиным, А.И. Шевелевым и другими исследователями, полагающими что такого рода залежи явились результатом седиментации материала, привносимого из формировавшихся кор выветривания базитовых пород.

Своеобразным компромиссом выглядит третья гипотеза, выдвинутая Л.В. Анфимовым, Б.Д. Бусыгиным и Л.Н. Деминой, по которой источником рудного вещества Саткинских месторождений является экзогенная рассеянная магнезитовая минерализация в доломитах карагайского горизонта. При катагенезе часть этой минерализации была мобилизована циркулировавшими пластовыми седиментогенными водами с последующим метасоматическим замещением доломитов, сопровождавшимся формированием практически мономинеральных магнезитовых залежей. Высвобождавшийся при этом оксид кальция выносился пластовыми водами за пределы месторождений.

По генетической модели М.Т. Крупенина и Р. Эллимиса, с учетом новейших геохимических данных по распределению элементов-примесей, редких земель и изотопов кислорода в разновидностях кристаллического магнезита и вмещающих доломитах, метасоматические магнезитовые залежи Сатки сформировались вскоре после литификации карбонатных толщ при латеральном либо нисходящем прохождении сквозь них флюидных потоков обогащенных магнием грунтовых вод, образованных при выветривании зеленокаменных архейских поясов, окружавших рифейский бассейн осадконакопления.

Месторождения криптокристаллического магнезита Вавдос (Греция)

Месторождения Вавдос на полуострове Калкидики образуют одно из трех наиболее крупных рудных полей криптокристаллического магнезита в Греции, связанных с офиолитовыми комплексами. Их разработка проводилась еще в начале минувшего столетия. В конце XX в. на долю этого рудного поля приходилась 1/4 часть производства намертво обожженного и 1/6 часть каустического магнезита годовой продукции страны. Геологически магнезитовая (и хромитовая) минерализация Калкидики связана с позднемеловым прерывистым поясом базит-ультрабазитовых интрузивов, вытянутым в северо-западном направлении почти на 100 км и прорывающим осадочную толщу карбонатных, глинисто-сланцевых, граувакковых и вулканокластических пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев (зона Вардар).

Рудное поле Вавдос ограничено контурами одного из таких интрузивов размером на поверхности 5×10 км в центральной части этого пояса (рис. 62). Интрузив сложен дунитами, вебстеритами, оливиновыми пироксенитами, бурыми серпентинитами и габброидами. В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты, переслаивающиеся с габброидами и пироксенитами, а также светло-коричневые доломит-кварцевые породы. Среди дунитов присутствуют многочисленные мелкие тектонические линзовидные включения плагиогранитов. Самые распространенные породы комплекса — дуниты, сложенные практически полностью зеленым оливином. Около 90% всей магнезитовой минерализации связаны с этими породами либо с их измененными эквивалентами — бурыми серпентинитами, сложенными лизардитом (30–60% породы), измененным оливином, идиоморфными кристаллами хромита и многочисленными доломитовыми прожилками. В верхних частях участков интенсивной магнезитовой минерализации находятся также минерализованные светло-коричневые доломит-кварцевые породы, тонкозернистые, массивные и очень крепкие. Породы сложены мельчайшими зернами доломита (7%) и кварца (25%); в них присутствуют эвгедральные зерна хромита и отмечаются единичные псевдоморфозы доломита и кварца по оливину.

Имеющиеся минералого-геохимические данные свидетельствуют о том, что доломит-кварцевые породы отражают конечную стадию изменения дунитов минералообразующими растворами, следовавшую за промежуточной стадией образования бурых серпентинитов.

Промышленные участки интенсивной магнезитовой минерализации в плане имеют неправильные изометричные либо не-

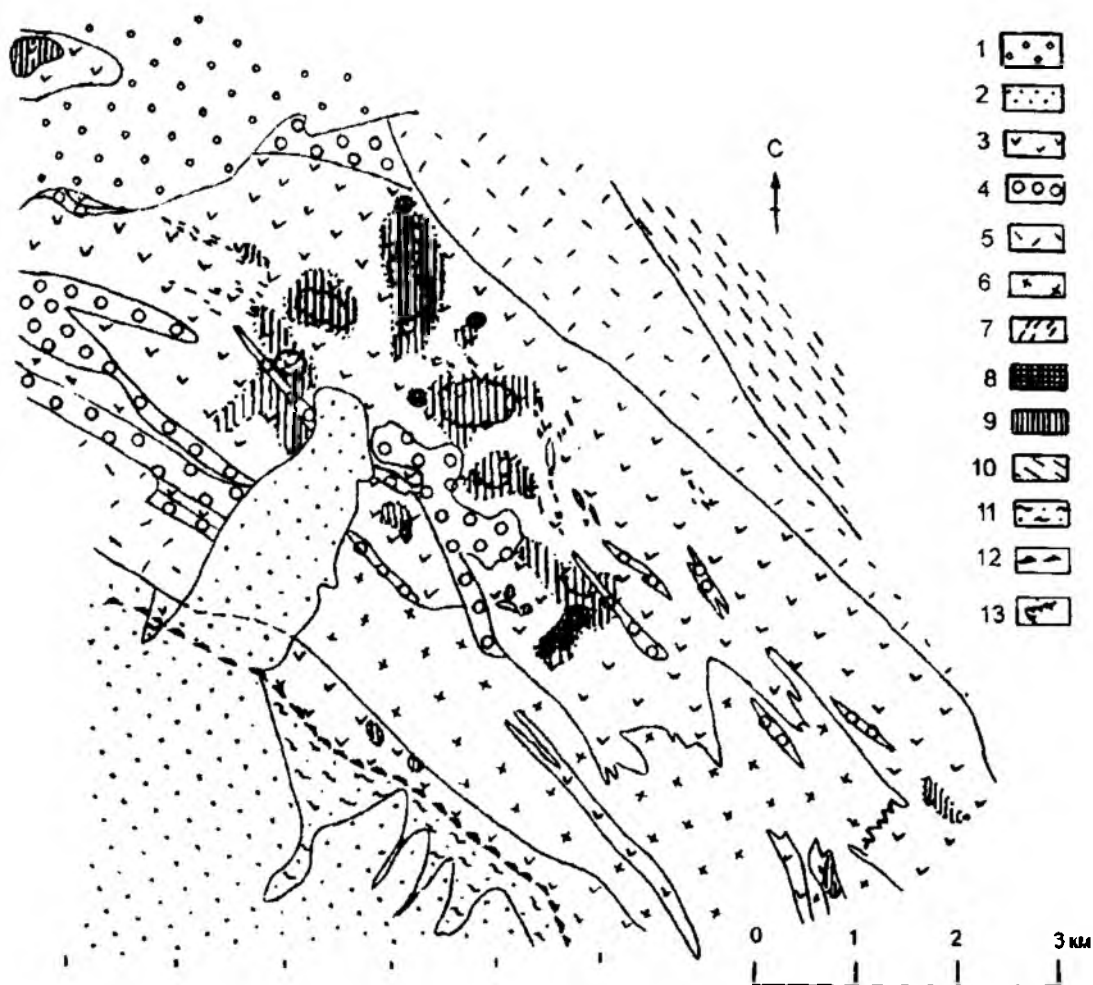


Рис. 62. Схематическая геологическая карта района Вавдос, Греция
(по С.Г. Дабитзиасу);

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения; 3 — дуниты, бурые серпентиниты и подчиненные оливиновые клинопироксениты; 4 — вебстериты; 5 — габбро; 6 — переслаивание габбро, вебстеритов и амфиболитов; 7 — плагиограниты; 8 — доломит-кварцевые породы; 9 — участки интенсивной магнезитовой прожилковой минерализации; 10 — филлиты, хлоритовые сланцы, слюдяные сланцы; 11 — палеозойские гнейсы; 12 — зона надвига; 13 — карьеры

сколькими вытянутыми контурами, иногда осложненными языковидными выступами. Наиболее крупные в поперечнике достигают 0,5–1 км; шесть из них (Рахи Грива, Лусовитис, Цурнара, Гилдаки, Фот Рахи и Силади) вскрыты карьерами. Во всех карьерах массивный криптокристаллический магнезит выполняет многочисленные жилы различной величины и ориентировки, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до 2 м. Контакты жил резкие, извилистые. Их протяженность может быть значительной. Все это множество магнезитовых жил образует густой незакономерный штокверк, хотя местами в нем намечается некоторая упорядоченность в ориентировке трещин. Магнезитовые

жилы установлены на глубинах 70–80 м от поверхности, устойчиво продолжаясь на глубину без каких-либо признаков выклинивания. Мощность жил, их морфология и особенности состава варьируют в зависимости от вмещающих пород.

Большинство жил, находящихся среди дунитов, редко превышают мощности 60–70 см и в общем случае имеют простую, неветвящуюся форму. При средней мощности около 40 см они обычно окружены серо-бурым измененным дунитом, переходящим на расстоянии 15–20 см от обоих контактов в неизменный зеленый дунит. Сами контакты жил подчеркиваются оторочкой (мощностью до 2 см) массивного серпентина с небольшим количеством хлорита. В участках выклинивания жил помимо серпентина и хлорита появляются тальк и тремолит. Жилы практически полностью сложены магнезитом: включения доломитовых зерен и обломки вмещающих пород в них не превышают 3–5%. Магнезит отличается высокой чистотой: 97–99% MgCO_3 , остальные 1–3% приходятся в основном на CaCO_3 и следы FeCO_3 .

Магнезитовые жилы в бурых серпентинитах иногда достигают мощности 2 м, однако в среднем она составляет 60–70 см. Возле наиболее мощных жил развит штокверк маломощных жил и прожилков. Среди последних появляются также прожилки карбонатного состава. Магнезит в этих прожилках также отличается высокой чистотой, однако в его массе отмечается повышение числа мелких зерен и прожилков доломита, появляются халцедон и тонкокристаллический кварц.

Магнезитовые жилы в доломит-кварцевых породах маломощные (5–20 см), содержат большое количество доломита и микрокристаллического кварца и поэтому практического интереса не представляют.

Магнезитовые месторождения Вавдос по представлениям греческих геологов (Дабитзиас и др.) сформировались в конечную стадию локализации офиолитов. Отложение магнезита началось с момента появления и раскрытия трещин в дунитах из гидротермальных растворов, обогащенных CO_2 . Источником этих растворов явились подстилающие офиолиты карбонатные морские осадки. Восходящая миграция этих растворов с их последующим взаимодействием с ультрамафитами началась с момента появления трещинных структур в последних, служивших для растворов подводными каналами. Взаимодействие растворов с ультрамафитами, в результате которого они насыщались магнием, происходило значительно глубже уровня интенсивной минерализации, наблюдаемого в настоящее время. Отложение магнезита из

растворов происходило в обстановке малых глубин как результат резкого падения давления и потери CO_2 в растворах, приводивших к снижению растворимости в них этого минерала.

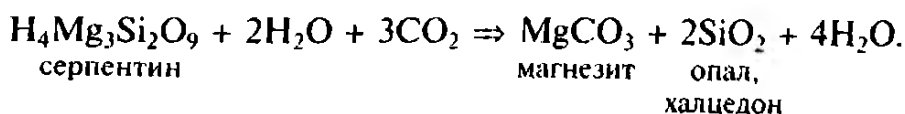
Халиловское месторождение магнезита

Месторождение находится на Южном Урале вблизи железнодорожной станции Халилово в 270 км к востоку от Оренбурга. Залежи магнезита приурочены к крупному серпентинизированному массиву ультрабазитов (гарцбургитов), вытянутому в северо-западном направлении. Серпентиниты рассечены мощными дайками диабазового состава.

В участках промышленной магнезитоносности наблюдается изменение серпентинитов с глубиной: близ поверхности (до глубин 5–6 м) они сильно раздроблены и брекчированы, переходя далее в прочную темно-зеленого цвета монолитную породу с прожилками хризотил-асбеста. Магнезит выполняет многочисленные неправильной формы жилы и прожилки мощностью в первые десятки сантиметров, образующие штокверковую зону до глубины 17,5 м. Иногда в составе этого штокверка встречаются уплотненные гнездообразные тела мощностью до 2 м. Среднее содержание магнезита в участках промышленной минерализации достигает 3% от общего объема горной массы.

Преобладает однородный плотный скрытокристаллический магнезит с раковистым изломом; иногда он обнаруживает мелкие включения серпентина. Контакт индивидуальных жил с вмещающими серпентинитами отчетливый с неровной почкообразной поверхностью. Химический состав магнезита крайне невыдержан, причем содержание вредных примесей (кремнекислоты и оксида кальция) может быть значительным. В последнем случае среди магнезитовой массы появляются опал и халцедон.

Считается, что Халиловское месторождение магнезита является классическим примером инфильтрационных образований, генетически связанных с химическим выветриванием серпентинитов под действием углекислых поверхностных вод, происшедшим на Урале в доюрское время. Магнезия, как полагают, переходила в раствор и переносилась в зону грунтовых вод нижних горизонтов коры выветривания, где и отлагалась по трещинам в слабо разрушенных серпентинитах в виде скрытокристаллического магнезита:



Кульдурское месторождение брусита

Кульдурское месторождение является единственным в России эксплуатируемым месторождением брусита. Оно находится в Хабаровском крае в 14 км к северу от железнодорожной станции Известковая. Участок месторождения, приуроченный к докембрийскому ядру Хинган-Буреинского антиклинория, сложен осадочно-метаморфическими образованиями позднепротерозойского возраста, смятыми в опрокинутую складку северо-восточного направления и прорванными на юге небольшим (500×200 м) палеозойским интрузивом гранитоидов. На всей площади месторождения фиксируются среднепалеозойские дайки преимущественно северо-восточного простирания и крутого падения.

Нижняя часть стратиграфического разреза протерозойских пород представлена серицит-кварцевыми, хлорит-серицитовыми, глинистыми, углисто-серицитовыми сланцами и роговиками игинчинской свиты мощностью до 1100 м, а верхняя — магнезиальными карбонатными породами (преимущественно доломитами) и кальцифирами мурандавской свиты мощностью до 700 м. В южной части месторождения развиты раннемеловые вулканиты (порфиры и их туфы), несогласно перекрывающие протерозойские и палеозойские образования; местами этот контакт осложнен разрывными нарушениями.

Основная структура месторождения — синклинальная складка — имеет северо-восточное простирание и опрокинута под углом 50–70° на северо-запад. Ядро складки выполнено породами мурандавской свиты, а крылья — породами игинчинской свиты (рис. 63).

Бруситовая минерализация приурочена к экзоконтакту гранитоидного интрузива, преимущественно сложенного плагиогранитами и гранодиоритами, с магнезиальными карбонатными породами мурандавской свиты, превращенными здесь в доломитовые мраморы, магнезиальные скарны, кальцифиры и брусититы. Породы игинчинской свиты преобразованы в серицит-биотит-кварцевые, кварц-биотитовые, кварц-биотит-мусковитовые сланцы.

Главная (Основная) промышленная залежь, локализованная в ядре складки, имеет четкие контакты, линзовидную форму длиной до 680 м, шириной до 350 м, мощностью около 150 м на северо-восточном фланге и 20–30 м в центральной части; внутреннее строение осложнено наличием прослоев, линз и гнезд вмещающих карбонатных и других пород, развитых на месторождении. В северо-восточной части залежь разведана на глубину 230 м, а в юго-западной — на 200 м. Кроме Главной, на месторождении

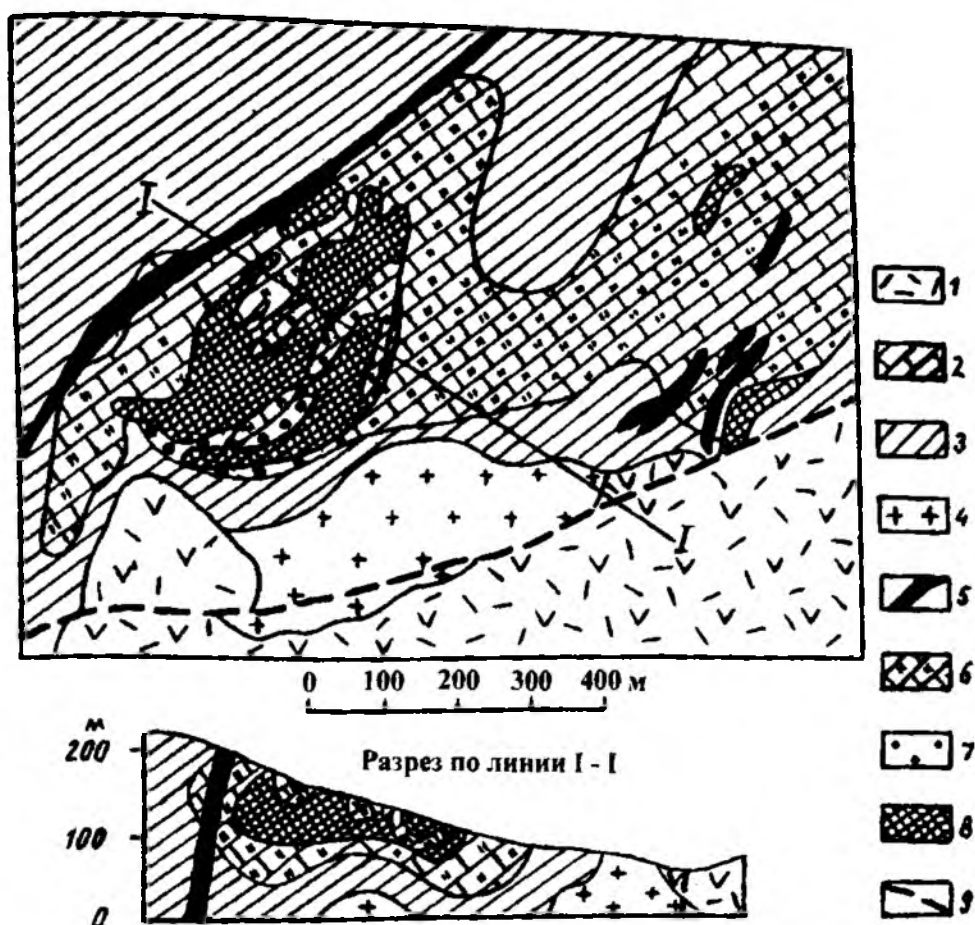


Рис. 63. Схема геологического строения Кульдурского месторождения брусита (по материалам Н.А. Самойловой):

1 — порфириты и их туфы; 2 — доломиты мурандавской свиты; 3 — глинистые, глинисто- и углисто-серицитовые сланцы ингинчинской свиты; 4 — плагиограниты, гранодиориты; 5 — дайки диабазов; 6 — кальцифиры; 7 — магнезиальные скарны; 8 — бруситы; 9 — разрывные нарушения

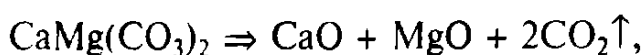
выявлено еще пять небольших залежей бруситов, самая крупная из которых, Южная имеет размеры $80 \times 40 \times 20$ м и низкое качество сырья.

Бруситы на 90–95% сложены бруситом, а также магнезитом, доломитом, кальцитом и серпентином; кроме того, отмечаются единичные зерна форстерита и периклаза. Брусит, представленный пластинками, чешуйками и микроволокнами размером 0,001–0,005 мм, предопределяет плотный, массивный облик породы преимущественно светло-серого, бледно-розового и белого цвета. Собственно бруситы составляют около $2/3$ всего объема залежей: внутреннее строение последних осложнено включениями и прослоями кальцифиров, бруситовых мраморов, дайками диабазовых порфиритов и бостонитов.

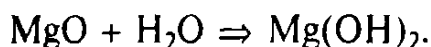
По содержанию MgO на месторождении выделяются пять промышленных сортов руд, для каждого из которых лимитируется

также количество CaO , SiO_2 и Fe_2O_3 . Промышленностью используется брусит с содержанием оксида магния 64–62% (I–III сортов), а сырье с содержанием MgO — 60–55% (IV–V сортов) отнесено к забалансовому, отрабатываемому попутно и складированному в спецотвалы.

Образование месторождения связывают с процессами контактового метаморфизма интрузии гранитоидов. По представлениям П.П. Смолина и других геологов, вначале (в стадию прогрессивного метаморфизма) происходила диссоциация магнезиальных карбонатных пород (доломита и магнезита) с образованием периклаза:



а затем (в стадию регрессивного метаморфизма) при участии термальных вод за счет гидратации периклаза в условиях малых глубин формировались бруситы и бруситовые мраморы:



Технологические испытания руды показали возможность ее применения в областях, где требуется сырье с высоким содержанием оксидов магния и низким содержанием вредных компонентов. Бруситы месторождения пригодны для варки целлюлозы на магнезовом основании, для производства высокоогнеупорных изделий, жженой магнезии для резиновых смесей, в изготовлении магнезиального бетона, высококачественных электроизоляторов. Горно-геологические условия позволяют вести отработку месторождения открытым способом. Месторождение разрабатывается Богдановичским АО «Огнеупоры».

Глава 12

ТАЛЬК И ПИРОФИЛЛИТ

Тальк является гидросиликатом магния с теоретическим составом $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ или $3\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Обычно в нем присутствуют примеси алюминия, кальция и железа. Скрытокристаллический плотный агрегат минерала называют стеатитом, а листоватый чешуйчатый — тальковым сланцем. Важнейшие свойства: белизна, низкая твердость (1 по шкале Мооса), высокая температура плавления (1500 °С), химическая инертность, низкая тепло- и электропроводность, высокая абсорбционная способность к маслам, краскам, смолам, низкая гигроскопичность, высокая кроющая способность.

Существенно тальковые (более 75%) породы называют талькитами. Талькит, содержащий волокнистый тремолит, — асбестин. Если количество талька в породе составляет 35–75%, то ее относят к тальковому или мыльному камню (soapstone). Различают тальк-магнезитовые, тальк-доломитовые и тальк-хлоритовые камни.

Близкими к тальку физическими и технологическими свойствами обладает пирофиллит — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ или $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Плотная мелкозернистая пирофиллитовая порода с тальком, слюдами и глинистыми минералами — агальматолит (пагодит) — известна как поделочный декоративный камень.

Порошковый тальк, получаемый при измельчении талькитов или флотации измельченных тальк-карбонатных пород, широко используется как инертный наполнитель в производстве всевозможных красок, пластмасс, бумаги, резины, разнообразных химических и медицинских препаратов. Помимо этого присутствие талька в красках улучшает их вязкость и размешиваемость некоторых пигментов, а в пластмассах — повышает их жесткость. В производстве бумаги тальк не только успешно заменяет каолин как белый упрочняющий наполнитель, но и очищает технологическую древесную пульпу от смол, а бумажную макулатуру от чернил. Присутствие в бумаге талька повышает ее глянцеватость, восприимчивость к типографской краске и понижает гигроскопичность.

Порошковый тальк является составной частью (45–70%) керамической шихты для производства кровельной черепицы, облицовочной плитки, фарфора, технической и бытовой посуды. Смесь 80–90% талька с глиной и другими добавками используется для получения электроизоляционного фарфора (электротехническая керамика).

В парфюмерной и фармацевтической промышленности тальковый порошок является основным сырьем для производства пудры и присыпок, а также наполнителем для таблеток, мыла и зубной пасты, в кондитерской — для покрытия конфет, что придает им блеск и препятствует слипанию; он необходим для изготовления различных смазок, цветных карандашей и др.

Качество талька, идущего на помол, определяется главным образом присутствием в нем железа, понижающего белизну, ухудшающего керамические и химические свойства изделий, их огнеупорность и электроизоляционные свойства. Предельные содержания железа в тальке определяются областями использования последнего. Так, высокосортный тальк для электрокерамики должен содержать Fe_2O_3 не более 0,7%.

Кусковой тальк (стеатит) используется в производстве газовых горелок для маяков, запальных свечей для двигателей внутреннего

сгорания, плавильных тиглей в металлургии, для изготовления различных радиодеталей и мелков, рисующих на пластмассах, тканях и металлах. В 1996 г. потребление талька в США составило около 1 млн т, большая часть которого приходилась на пять отраслей промышленности: керамическую (34%), бумажную (23%), лакокрасочную (19%), резинотехническую (10%) и пластмассовую (8%); остальное количество пошло на производство инсектицидов, огнеупоров и др.

Из тальковых камней (обычно тальк-брейнеритового состава) выпиливают огнеупорный кирпич, используемый для футеровки металлургических, стеклоплавильных и цементных печей. Тальк-хлоритовый камень пригоден для выпиливания электроизоляционных шитов и других деталей, выдерживающих напряжение до 500 В; он также используется для производства химически стойкой аппаратуры и тиглей для плавления цветных металлов и их сплавов, для изготовления фильер при волочении медной, алюминиевой и других мягких проволок. Пиленый тальк-хлоритовый (горшечный) камень использован при строительстве некоторых зданий в Хельсинки и Санкт-Петербурге.

По сравнению с тальком пиррофиллит обладает заметно более высокой огнеупорностью, что и предопределяет его основное использование. Это футеровка внутренних стенок разливочных ковшей сталелитейных предприятий, где он используется совместно с цирконом, приготовление специальных огнеупорных строительных растворов. Пиррофиллит используется в производстве белой стеновой керамической плитки и электрокерамических изделий: он понижает огневую усадку при обжиге и ломкость изделий, а также увеличивает их сопротивление термическому удару. Подобно тальковому, пиррофиллитовый порошок используют в производстве сельскохозяйственных инсектицидов как наполнитель пластмасс и разжижитель красок. В Японии в связи с большой добычей пиррофиллита его широко используют вместо талька при изготовлении бумаги, пластмасс и керамики.

Современный мировой уровень добычи талька (без талькового камня) превышает 7,5 млн т в год. Крупнейшими его продуцентами являются КНР и США, на долю которых приходится около половины мирового производства. К традиционно ведущим производителям талька относятся также Финляндия и Франция; в последние десятилетия резко возросла его добыча в Австралии, Индии и Бразилии, что позволило этим странам стать крупными производителями сырья. Некоторые из этих стран являются традиционными поставщиками талька, используемого в парфюмерии (Франция, КНР, Австралия), в керамической промышленно-

сти (США шт. Нью-Йорк) и др. Подавляющая часть мировой добычи пиррофиллита (1,4–1,7 млн т в год) приходится на Японию, Южную Корею, а также Индию. Россия до 90-х годов занимала третье место в мире (после КНР и США) по добыче талькового сырья, в настоящее время она замыкает десятку стран-производителей и отличается выпуском низкосортной продукции (преимущественно талькового камня). Месторождения талькитов разрабатываются как открытым, так и подземным способами, а тальковых камней — только открытым. Непосредственно в забое тальковый камень распиливается на кирпичи и плиты, причем отходы измельчаются и подвергаются обогащению с получением талька.

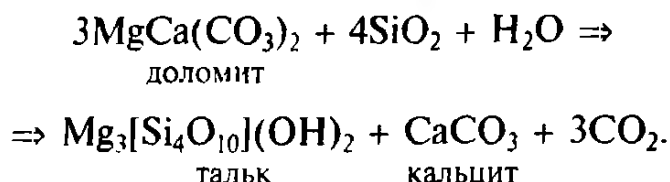
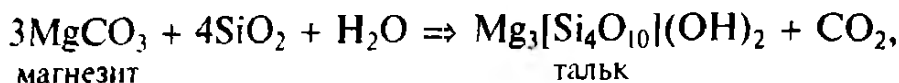
Тальк образуется в результате различных метасоматических процессов с участием растворов преимущественно по магнезиальным горным породам, содержащим серпентин, доломит, магнезит, оливин, тремолит, диопсид и другие минералы. К таким породам относятся, с одной стороны, доломиты, доломитизированные известняки, магнезиты и магнезиальные мергели, а с другой — ультрабазиты (преимущественно дуниты и перидотиты) и продукты их метаморфизма, представленные чаще всего серпентинитами. Это предопределяет выделение следующих важнейших геолого-промышленных типов месторождений талька и талькового камня:

1) сложные жилы, штоки, линзы и пластообразные залежи маложелезистых талькитов, тальк-магнезитовых, тальк-доломитовых и других тальк-карбонатных метасоматитов гидротермально-метаморфического генезиса близ контакта доломитов и других магнезиальных карбонатных пород с гранитоидными интрузиями;

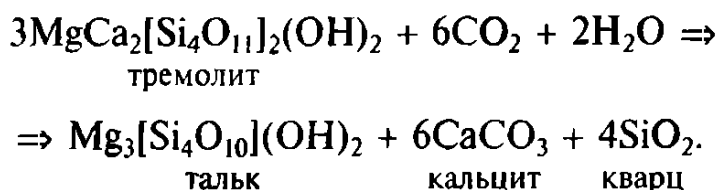
2) сложные жилы, штоки, линзы и пластообразные залежи железистых талькитов, тальк-брейнеритовых и тальк-хлоритовых метасоматитов близ контактов серпентинизированных ультрабазитов с более молодыми гранитоидами либо с вмещающими алюмосиликатными метаморфическими породами (серицит-хлорит-кварцевыми, углисто-кремнистыми сланцами и др.);

3) экзогенные линзы и сложной формы залежи остаточных порошковатых маложелезистых и железистых талькитов в корях выветривания массивных талькитов, тальк-карбонатных и тальк-хлоритовых образований первого и второго типов.

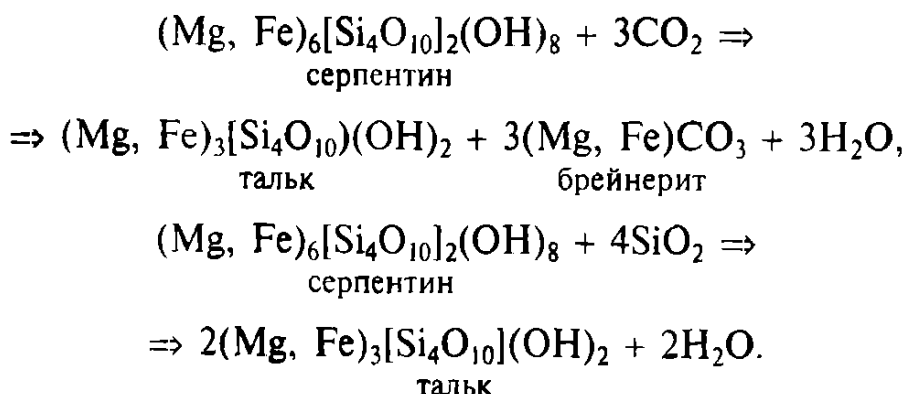
Образование месторождений первого типа (Онотское, Мульводжское, Светлоключевское, Бираканское, Алгуйское, Киргитейское и др. в России; Гевернур, Диллон, Ллано, Эплмур и др. в США; Мэддок в Канаде; Люзенак и Тримур во Франции; Италии, Бразилии и Индии), по представлениям И.Ф. Романовича, происходит с привносом кремнезема:



Если же образованию талька предшествовало формирование тремолитовых (реже диопсидовых) пород, то реакция оталькования может иметь следующий вид:



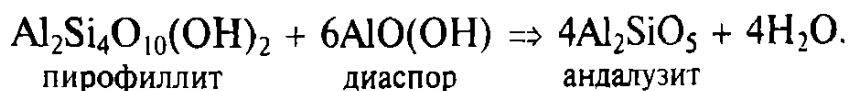
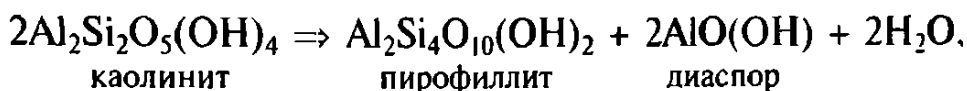
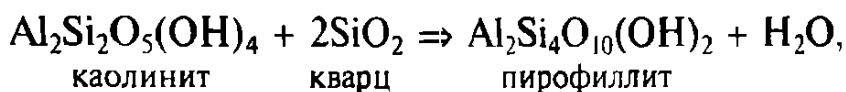
Формирование месторождений второго типа (Сысертское, Сыроостанское, Шабровское, Медведевское, месторождения Миасской провинции на Урале, Турган-Койван-Аллушта в Карелии, месторождения Южной Осетии в Грузии, Полвиярви и Соткамо в Финляндии, месторождения Норвегии, Хаммондсвил, Рейнбоу в США и др.) связано с переработкой серпентинизированных ультрабазитов углекислыми либо кремнекислыми растворами (И.Ф. Романович):



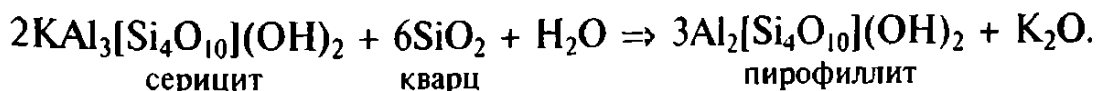
Месторождения третьего типа являются элювиальными: при выветривании апокарбонатных месторождений первого типа (Алгуйское, Киргитейское) формируются остаточные залежи порошkovатого талька высокой чистоты, практически не содержащие оксидов железа, алюминия и кальция, а при выветривании апоультрамафитовых месторождений второго типа (Запываловское, Кара-Кудукское) — низкокачественные железистые порошkovатые талькиты.

Промышленные месторождения пирофиллита представляют собой продукты гидротермальной переработки кислых вулкани-

ческих пород: риолитов, дацитов и их туфов (месторождения Японии, Южной Кореи, Вьетнама, США, Канады, Австралии). По материалам японских исследователей (Р. Китагава и др.), многочисленные месторождения пиррофиллита юго-западного Хонсю (префектуры Окаяма, Ямагути, Хиросима, Хиого) среди риолитов и андезитов были сформированы в течение постгранитной и/или вулканической гидротермальной деятельности в позднемеловое-раннепалеоценовое время (К-Аг датирование: 87-63 млн лет). Руды этих месторождений сложены главным образом каолинитом (диккитом), кварцем и пиррофиллитом; в них также могут появляться диаспор и андалузит:



Реже встречаются месторождения, являющиеся результатом метаморфизма высокоглиноземистых осадочных пород, а также кварц-серицитовых и других метасоматитов, сопровождающих колчеданные залежи в вулканогенных толщах (Куль-Юрт-Тау, Гай на Южном Урале). В последнем случае образование пиррофиллита происходит с выносом щелочей:



Месторождения талька Кудая (Австралия)

Месторождение высококачественного кускового стеатита Кудая находится в Западной Австралии, располагаясь в 10 км к восток-северо-востоку от Три-Спрингс. Его промышленная подземная разработка началась в 1948 г.; с 1960 г. после разведочного бурения перешли к карьерной добыче. Кудая занимает важное место в общеавстралийской добыче талька. Значительная часть кускового стеатита, получаемого здесь, экспортируется как ценное керамическое сырье.

Месторождение приурочено к протерозойской толще кремней Кумбердейл максимальной мощностью 1800 м, сложенной слоистыми кремнями, кремневыми брекчиями, ортокварцитами и окремнелыми доломитовыми известняками с подчиненными пластами алевролитов, аргиллитов и песчаников.

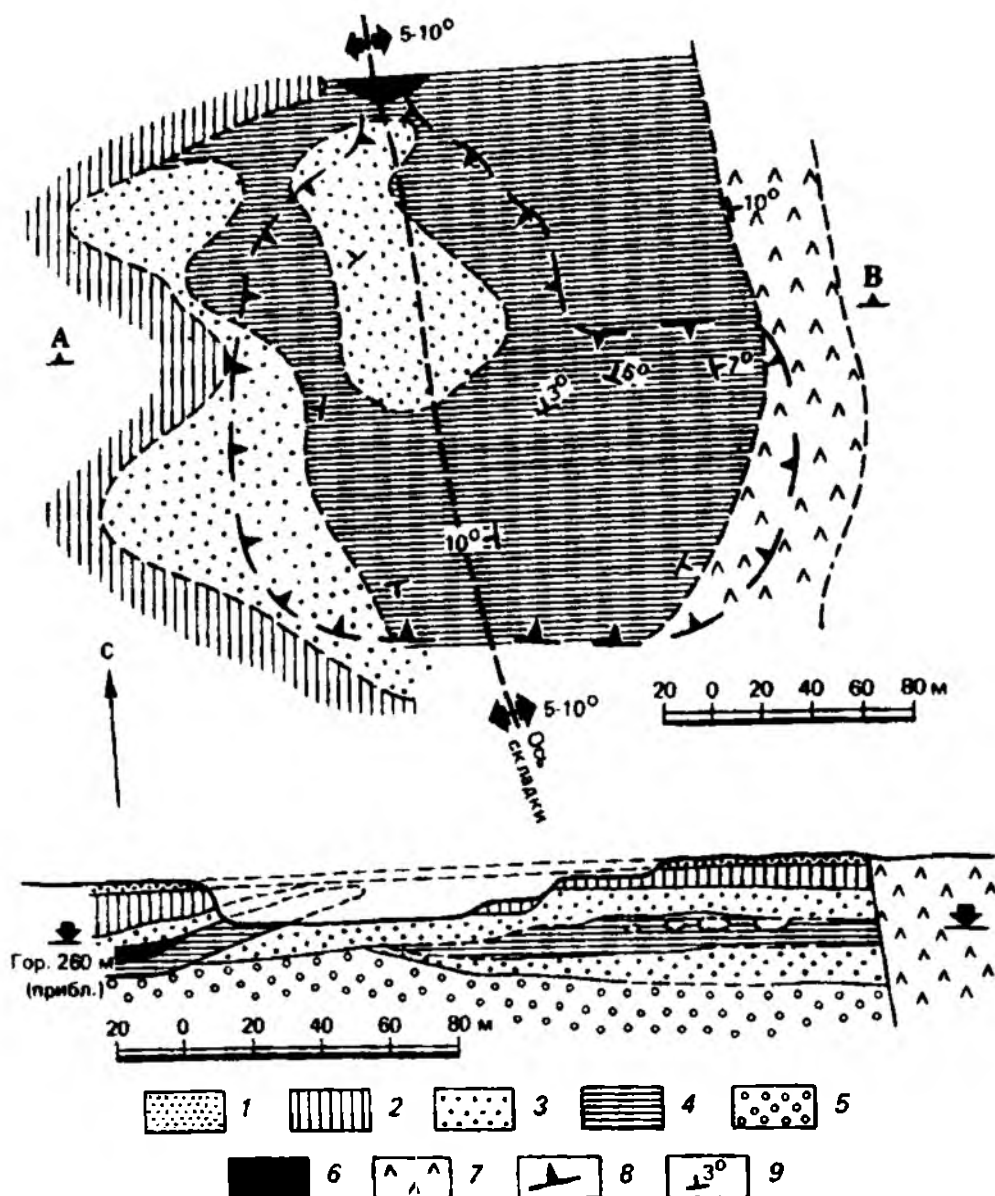


Рис. 64. Месторождение талька Кудая, план горизонта 260 м и разрез по линии А-Б (по Дж. Бейкеру):

1 — почва и выветрелый тальк; 2 — строматолитовый тальк (выветрелый или окрашенный); 3 — массивный тальк (слабоокрашенный); 4 — массивный тальк (чистый); 5 — ортокварциты, песчаники; 6 — тальковые арены; 7 — долериты; 8 — приблизительные контуры карьера; 9 — падение слоев

Бурением установлено, что тальковые породы образуют горизонтально-слоистую линзу мощностью до 18 м, согласно залегающую в разрезе толщи Кумбердейл (рис. 64). Размеры этой линзы в плане измеряются сотнями метров. Глубина залегания ее подошвы от дневной поверхности около 25 м, а мощность перекрывающих рыхлых отложений с почвенно-растительным слоем — около 6 м.

В структурном отношении линза соответствует куполовидной складке, ось которой имеет меридиональное направление с поло-

гим погружением на юг, а углы падения пород составляют около 5°. Линза подстилается ортокварцитами небольшой мощности, контакт с которыми тектонический; на востоке она ограничена мощной долеритовой дайкой субмеридионального направления и крутого (80°) восточного падения. Признаков термального воздействия этой дайки на тальковую залежь не установлено. На севере у поверхности залегают подстилающие ортокварциты, что свидетельствует о возможном здесь тектоническом ограничении рудной залежи.

В уступах карьера вскрывается следующий разрез линзы (сверху вниз):

почва, красновато-коричневая, выветрелые обломки талька и прерывистые слои кремней, м до 6
строматолитовый тальк, бледно-коричневый, выветрелый, листоватый или землистый, с отпечатками структур водорослевых строматолитов, м от 0 до 6
компактный массивный тальк от белого до зеленого, массивный либо слаболистоватый, высококачественный; участками раздроблен и окрашен оксидами железа и марганца, м от 0 до 12
ниже вскрываются ортокварциты, среднезернистые, местами содержащие гальку, с тонкими прослоями талька и характерной косой слоистостью с углами падения слоев от 20 до 30°.

Наиболее качественным является компактный массивный тальк, представленный плотным скрытокристаллическим восковидным и полупрозрачным серовато-зеленым или белым стеатитом. Из минералов-примесей в нем отмечаются единичные зерна хлорита, прожилки кварца и редкие рассеянные кристаллики пирита. Ниже зоны выветрелого строматолитового талька в свежем плотном стеатите местами вдоль трещин появляются цветные пленки оксидов железа и марганца, ухудшающие качество сырья (снижение белизны). Химический состав массивного талька приведен в табл. 15, из которой видна его высокая степень чистоты. Отметим, в частности, что согласно требованиям, предъявляемым к стеатиту как керамическому сырью в Австралии, предельно допустимые количества Fe_2O_3 и CaO не должны превышать 1,5%, а содержание Al_2O_3 — 4,0%.

Наличие в тальковой залежи признаков осадочных текстур доломитовых известняков, структур водорослевых строматолитов и ее согласное положение в разрезе свидетельствуют, по представлениям австралийских геологов, о том, что исходными отложениями, вероятнее всего, были слаболистоватые доломитистые

Химический состав талька месторождения Кудая в Западной Австралии
(по Дж. Бейкеру)

Компоненты	Содержание, мас. %		Компоненты	Содержание, мас. %	
	мини- мальное	макси- мальное		мини- мальное	макси- мальное
SiO ₂	60,52	62,47	H ₂ O ⁻	0,25	0,55
Al ₂ O ₃	0,46	1,23	H ₂ O ⁺	4,68	5,19
Fe ₂ O ₃	0,08	0,25	TiO ₂	0,01	0,03
FeO	0,71	0,85	CO ₂	0,02	0,06
MnO	следы	0,01	P ₂ O ₅	нет	0,15
MgO	30,55	31,33	Cr ₂ O ₃	нет	следы
CaO	0,01	0,16	Cl	нет	следы
Na ₂ O	0,02	0,31	SO ₃	нет	0,01
K ₂ O	нет	0,02			

известковые пески и известковые илы, осаждавшиеся на глубинах до 10 м. Не исключается, что наблюдаемое слабонаклонное залегание слоев с образованием купола могло быть результатом формирования доломитового рифа.

Образование кремнистой толщи и тальковой залежи в ней произошло в результате привноса или перераспределения значительных масс кремнезема, происходивших в определенных температурных условиях с участием водных растворов. Заимствованная из доломитов окись магния связывалась совместно с кремнеземом и водой в виде талька, а кальций и углекислота выносились. Разница в объеме исходных осадочных и новообразованных метасоматических пород проявилась в дроблении и трещиноватости, наблюдаемых в тальковой залежи.

Месторождение талька Красная Поляна

Красная Поляна является типичным представителем Миасской тальковой провинции Южного Урала, объединяющей около 100 месторождений талька. Располагаясь в 140 км к югу от Миасса (Челябинская область), это месторождение входит в состав так называемой Миасско-Уйской полосы, вытянутой в меридиональном направлении и трассируемой телами ультрабазитовых массивов. В региональном плане месторождение приурочено к северному замыканию Магнитогорского прогиба близ его границы с Восточно-Уральским поднятием.

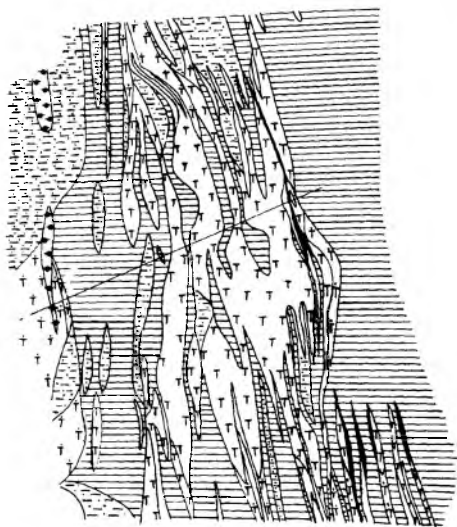
Участок месторождения представляет собой сложно переслаивающееся моноклинальное чередование нижнекаменноугольных метаморфических сланцев углисто-серицит-кварцевого, кварц-хлорит-серицитового, биотит-кварцевого и хлоритового составов. Простираение пластов пород север-северо-западное, падение крутое, субвертикальное (рис. 65).

Главная залежь тальковых сланцев имеет форму вытянутой сложной линзы, залегающей согласно преимущественно среди хлоритовых сланцев. Ее мощность достигает 75 м, длина по простиранию 250 м; залежь прослежена горными выработками на глубине 160 м. Падение крутое ($50-80^\circ$) на юго-запад, реже на северо-запад. В северном и южном окончаниях она расщепляется на ряд выклинивающихся линзообразных разветвлений. Контакт между тальковыми и хлоритовыми сланцами, оконтуривающими залежь, легко определяется по смене окраски и твердости минералов.

В составе залежи помимо резко преобладающих тальковых сланцев (талькитов) присутствуют тальк-хлоритовые сланцы и рассланцованные тальк-карбонатные породы, а также линзы жильного кварца. Тальковые сланцы (талькиты) — светло-серые породы, содержащие помимо талька небольшое количество (до 6%) хлорита и биотита, единичные зерна карбоната, рутила, циркона и кварца. Иногда количество рутила возрастает до 1%. Размер листочков талька и хлорита составляет 0,1–0,2 мм. Тальк-хлоритовые сланцы — зеленовато-серые породы, образованные преимущественно тальком, бледно-зеленым хлоритом (около 12%), единичными зернами кварца (иногда его количество повышается до 15% и порода уже становится тальк-хлорит-кварцевым сланцем), биотита, карбоната и рутила. Размер зерен в породе 0,03–0,2 мм, а единичные листочки биотита чаще более крупные (до 0,6 мм). В тальк-хлоритовых сланцах встречаются следы метасоматически преобразованных вулканогенно-обломочных пород основного состава (бомбовых туфов и лав).

В тальк-карбонатной породе количество карбоната достигает 10–20%, а размеры его зерен 1 мм и более. В верхней части залежи карбонат выщелочен и порода приобретает ноздреватый облик, а в самом верху становится рыхлой порошкообразной массой (“халва”) мощностью до 5–6 м.

В тальк-хлоритовых и тальк-карбонатных породах устанавливаются реликтовые тела (до 1 м) полностью серпентинизированных ультрабазитов. Химический состав тальксодержащих пород в контурах залежи приведен в табл. 16.



Разрез

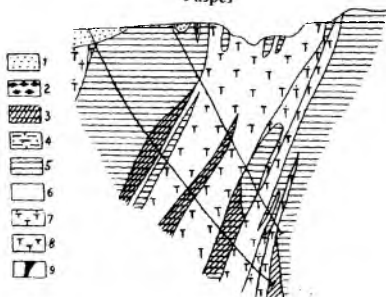


Таблица 16

Химический состав талькосодержащих пород месторождения
Красная Поляна, мас. %
(по Романову и Безрукову)

Компоненты	Хлоритовый и тальк- хлоритовый сланец	Тальковый сланец (талькит)	Тальк- карбонатная порода
SiO ₂	28,00	54,04	39,52
Al ₂ O ₃	21,07	3,68	3,06
Fe ₂ O ₃	0,45	1,75	3,44
FeO	12,65	5,71	5,21
TiO ₂	0,83	0,49	0,15
MnO	0,42	0,11	0,10
Cr ₂ O ₃	0,10	0,18	0,20
NiO	следы	0,42	0,68
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,21
MgO	25,28	28,60	29,09
CaO	0,34	0,10	3,05
Na ₂ O	0,05	0,07	0,10
K ₂ O	0,02	0,02	следы
H ₂ O	0,16	0,08	0,12
п.п.п.	10,56	4,92	15,36
Сумма	100,02	100,31	100,29

Приуроченность месторождения к полосе ультрабазитовых массивов, находки в составе талькосодержащих образований серпентинизированных останцов ультраосновных пород и метасоматически преобразованных реликтов вулканогенно-обломочных пород основного состава, повышенные содержания никеля и хрома в талькитах и тальк-карбонатных породах свидетельствуют о том, что безглиноземистые (тальковые, тальк-карбонатные) породы залежи сформировались за счет метасоматического замещения исходных ультраосновных пород, а глиноземсодержащие метасоматиты (хлоритовые, тальк-хлоритовые и др.) развивались с

Рис. 65. Схема геологического строения и разрез Краснополянского месторождения талька (по М.А. Георгиевскому):

1 — четвертичные отложения (глины); 2 — слюдистые кварциты; 3 — слюдисто-кварцевые сланцы; 4 — углито-кварцевые сланцы; 5 — хлоритовые сланцы; 6 — тальк-хлоритовые сланцы; 7 — тальк-карбонатные рассланцованные породы; 8 — талькиты; 9 — жильный кварц

замещением исходных метаморфических сланцев и метаморфизованных основных вулканитов (В.С. Шарфман и др.).

Считается, что хлоритовые, карбонат-хлоритовые, тальк-карбонат-хлоритовые, карбонат-тальковые и существенно тальковые породы месторождения являются метасоматическими образованиями, возникшими на контакте двух контрастных по составу пород: серпентинизированных дунитов или перидотитов (богатых магнезией и недосыщенных кремнеземом) и слюдистых и хлоритовых сланцев (богатых глиноземом, пересыщенных кремнеземом с появлением свободного кварца). В результате встречной диффузии происходило развитие наблюдаемой на месторождении реакционной метасоматической зональности типа (по Коренбауму):

серпентин		тальк +		тальк		тальк +		тальк-серицит-хлоритовый
		магнезит				хлорит		сланец

Такое биметасоматическое взаимодействие резко различных по химизму пород могло иметь место лишь при поступлении гидротермальных растворов, источник которых проблематичен. Учитывая широкое развитие в Миасской провинции гранитоидных интрузий, вызвавших интенсивный метаморфизм пород, многие исследователи связывают возникновение этих растворов с очагами гранитоидного магматизма. Подтверждением последнего является развитие на месторождении лиственнитизации, связанной с воздействием углекислых растворов гранитоидных интрузий. Листвениты здесь проявлены локально, тяготея к кварцевым жилам; их типоморфная ассоциация включает кварц, магнезиально-железистый карбонат и фуксит. Появление хромсодержащей слюды — фуксита — дополнительное свидетельство образования тальцитов за счет ультрабазитов.

Месторождение Красная Поляна было разведано в 1939 г. и являлось одним из крупнейших в Миасской провинции. Оно в значительной мере выработано карьером и в настоящее время не эксплуатируется. Высокое качество добываемого талька обусловило его использование в медицинской, парфюмерной, кондитерской и резиновой промышленности, а талькового камня — в строительстве.

Киргитейское месторождение кускового и порошковатого талька

Месторождение находится в Нижнем Приангарье (Красноярский край) на стыке юго-восточной части Енисейского кряжа и юго-западной окраины Сибирской платформы. Оно было откры-

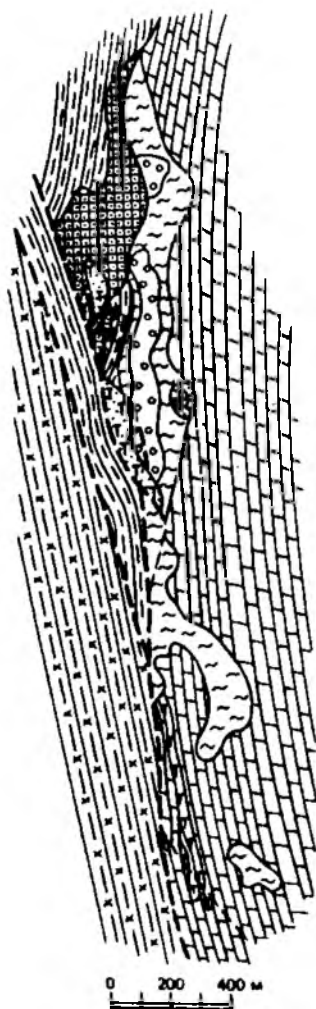
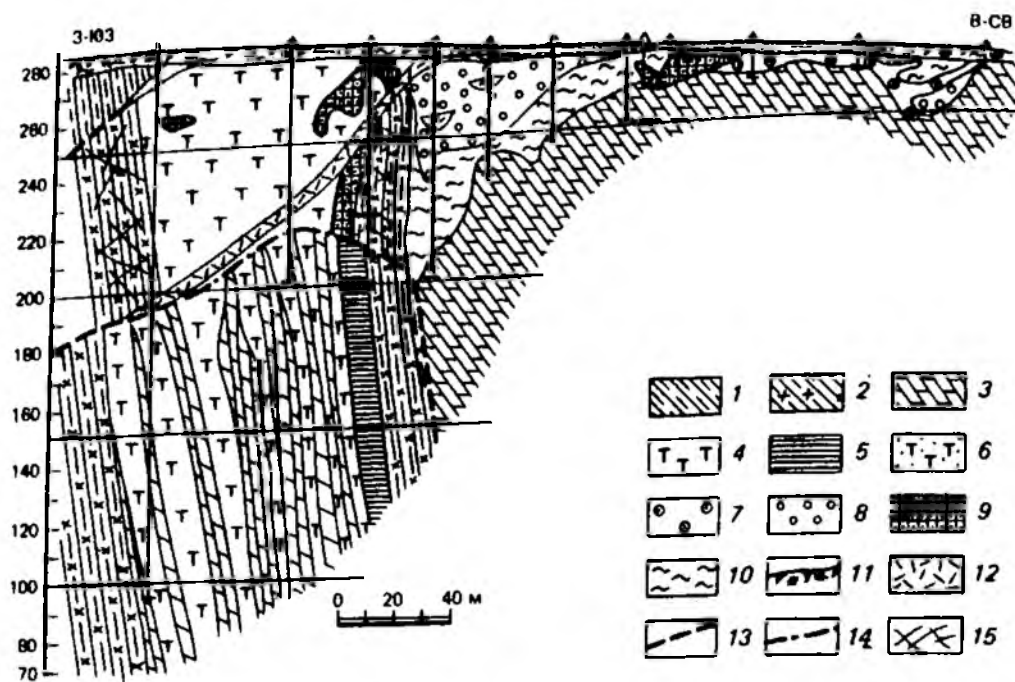
то в 1948 г. геологом Н.Р. Рябоконом. Залежь порошковатых тальцитов установлена в ходе разведочных работ 1958–1959 гг., проводившихся под руководством А.В. Кириченко. Минералогия тальцитов, качество и технологические свойства талька детально изучены П.П. Смолиным.

Площадь рудного поля образована терригенно-карбонатными верхнепротерозойскими отложениями, разделяемыми на две свиты: нижнюю (красногорскую) и верхнюю (джурскую). Первая мощностью 600–700 м сложена песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, вторая в нижней части (200 м) представлена переслаиванием алевритистых сланцев и известняков, а в верхней (600 м) — массивными доломитами. Простираение пластов пород субмеридиональное, падение на восток под углами 45–75°. Общая моноклиналная структура рудного поля осложнена продольными и кососекущими меридиональными разломами и надвигами.

Все жилообразные тела плотных тальцитов располагаются среди доломитов джурской свиты вдоль одного из разломов, образуя вытянутую зону протяженностью 2,1 км и шириной от 1 до 100 м и более (рис. 66). Количество таких параллельных, согласных с напластованием пород крутопадающих жил различно: от 1–3 на Южном участке зоны до 10 и более на Центральном. Мощность жил колеблется от незначительной до десятков метров. Среди них имеются и жилы, не выходящие на дневную поверхность. Зона тальцитов на Северном участке в верхней части перекрыта по надвигу с запада глинистыми сланцами и на поверхность не выходит, подсекаясь на глубине буровыми скважинами. Помимо доломитов и глинистых сланцев среди вмещающих пород на этом участке появляются тела метасоматических кварцитов.

На месторождении широко развита кора выветривания, представленная крупными эрозионно-карстовыми депрессиями, выполненными продуктами химического выветривания глинистых сланцев, плотных тальцитов, кварцитов и других пород: гидрослюдистыми, каолинит-гидрослюдистыми глинами, рыхим порошковатым тальком, пылевидным кварцем (маршаллитом), а также бокситами. Глубина коры выветривания колеблется от 10 до 120 м. Рыхлые элювиальные талькиты с глубиной сменяются выветрелыми, которые в свою очередь переходят в плотные талькиты (рис. 66).

Основная часть промышленных запасов тальковых руд месторождения сосредоточена на Центральном участке в пределах единого рудного тела длиной 500 м и шириной 50–110 м. Тело объединяет многочисленные сближенные жилы плотного талькита мощностью от 4 до 20 м, перемежающиеся со слоями доломитов.



Вмещающими породами являются хлорит-глинистые сланцы; иногда вдоль контакта этих сланцев и тальцитов появляются пластовые тела кварцитов. Все породы, в том числе и талькиты, круто падают на восток под углами $70-85^\circ$; слои доломитов, находящиеся к востоку от рудной зоны, имеют более пологое залегание ($45-50^\circ$). Единичными скважинами тело тальцитов прослеживается до глубины свыше 200 м от поверхности без признаков выклинивания.

Глубина коры выветривания над телом тальцитов составляет 60–70 м в его приконтактных частях. Талькиты здесь полностью превращены в мучнистую однородную массу; благодаря полному разложению доломитов и удалению карбонатного материала она является природно обогащенной рудой высокой чистоты. Мало-мощные линзы пылевидного кварца (маршаллита) появляются лишь в краевых частях на северном фланге рудного тела.

Преобладающей на месторождении разновидностью плотных тальцитов является тальковый сланец белого, светло-серого и темно-коричневого цветов. В подчиненном количестве присутствует массивный тальк (стеатит). Талькиты практически мономинеральны, 95–99% в них составляют чешуйки талька размером от 1–2 до 20 мкм, причем больший размер чешуек с ориентированным их расположением свойственен тальковым сланцам. Белизна плотных тальцитов (в среднем) 87,7%, химический состав приведен в табл. 17. Несколько повышенное содержание СаО обусловлено примесью доломита.

Порошкообразные талькиты имеют белую, серую и желтую окраски; они также, по существу, мономинеральны (98–99% талька с незначительным присутствием хлорита, серицита, турмалина, рутила и кварца); их средняя белизна 90,3%. Господствующая гранулометрическая фракция (до 0,07 мм) составляет 92,68%; форма частиц — пластинчатая, редко игольчатая; связность слабая. Химический состав приведен в табл. 17. Повышенное содержание кремнезема отражает некоторое разубоживание руды пылевидным кварцем.

По представлениям А.В. Кириченко, плотные талькиты являются результатом позднепротерозойского метасоматического

Рис. 66. Схема геологического строения и геологический разрез по линии 22 Киргитейского месторождения (по А.В. Кириченко):

1 — глинистые сланцы; 2 — хлорит-глинистые и глинистые сланцы; 3 — доломиты; 4 — плотные талькиты; 5 — кварциты; 6 — элювиальные порошковатые талькиты; 7 — переотложенные порошковатые талькиты; 8 — бокситы; 9 — маршаллиты; 10 — карстовые глины; 11 — делювиальные глины; 12 — брекчированные породы; 13 — тектонические нарушения; 14 — нижняя граница мезокайнозойских кор выветривания; 15 — выветрелость пород

**Химический состав плотных и порошковатых тальцитов
Киргитейского месторождения, %**
(по А. В. Кириченко)

Химический состав	Тальковый сланец				Порошковатый талькит			
	белый	светло-серый	нежно-коричневый	среднее по месторождению (320 проб)	белый	серый	желтый	среднее по месторождению (1023 пробы)
SiO ₂	60,7	55,7	53,6	55,5	63,19	62,91	62,92	63,1
MgO	31,4	29,4	29,2	30,2	30,20	31,22	30,89	30,6
CaO	0,19	3,45	4,69	3,56	0,17	0,27	н/о	0,27
Fe ₂ O ₃	1,05	0,43	0,26	0,55	0,33	0,13	0,66	0,38
FeO	0,14	0,12	0,22	0,10	0,20	0,17	0,17	0,11
Al ₂ O ₃	0,35	0,20	0,05	0,36	0,53	0,67	0,72	0,31
п.п.п.	5,3	9,5	11,3	9,3	4,80	4,78	4,71	4,8
Нерастворимый остаток	93,7	83,3	82,0	86,8	98,45	96,82	97,75	94,4

замещения доломитов в зоне тектонического разлома, развивавшейся вдоль контактов доломитов и глинистых сланцев. Генетически с ними связаны метасоматические кварциты, являвшиеся одним из источников кремнекислоты, необходимой для образования тальцитов. Сложные процессы метасоматоза сопровождались выносом кальция. Избыточный кремнезем отлагался в виде жил прозрачного кварца, а избыточный магний — в виде гнезд магнезита.

Рыхлые порошковатые талькиты являются элювиальными. Их образование связано с формированием коры выветривания в мел-палеогеновое время, когда в верхних частях тальк-карбонатной зоны месторождения происходило образование эрозионно-карстовых депрессий с накоплением в них продуктов выветривания коренных пород. При этом карбонатный материал растворялся и почти полностью удалялся. Продукты латерального выветривания глинистых сланцев, снесенные в эти депрессии, образовали карстовые залежи бокситов, а пылевидный кварц, возникший за счет выветривания кварцитов, — линзы маршаллитов.

Высокая степень чистоты (белизны) руд месторождения, их однородность и тонкочешуйчатое строение, особенно характерные для порошкообразных тальцитов, отражают их исключительно высокое качество и определяют возможность использова-

ния практически всеми отраслями — потребителями талькового сырья. Разведанные балансовые запасы талькитов одного лишь Центрального участка месторождения составляют около 7,5 млн т, что позволяет относить его к разряду крупных объектов. Значительную долю запасов составляют наиболее высококачественные порошковатые талькиты, обрабатываемые опытно-промышленным карьером с поставкой небольшого количества тальковой руды потребителям: Красноярскому ЦБК, Химволокно “Енисей” и Красноярскому шинному заводу.

Месторождение пирофиллита Куль-Юрт-Тау

Известное в литературе как серно-колчеданное месторождение Куль-Юрт-Тау в настоящее время рассматривается как промышленный источник пирофиллитового сырья (В.В. Зайков и др.). Оно находится в башкирской части Южного Урала в 7 км к северу от г. Баймак, локализуясь в так называемой Баймак-Бурибаевской вулканической зоне западного крыла Магнитогорского синклинория, осложненной протяженным (около 70 км) крутопадающим на восток разломом шириной до 1–3 км. Этот разлом выражен серией субпараллельных зон рассланцевания, трещиноватости и дробления в эйфельско-живетских вулканитах, представленных преобладающими риолитами и дацитами, а также диабазами, андезитобазальтами, туффитами. В пределах рудного поля установлены две узких протяженных зоны интенсивно рассланцованных гидротермально-метасоматических пород и колчеданных руд — западная и восточная.

Колчеданное месторождение принадлежит западной зоне, сложенной пирофиллит-кварцевыми сланцами и кварцитами; оно представлено согласной линзой массивных пиритовых руд мощностью около 50 м, длиной 180 м и выклиниванием на глубине 100 м от поверхности. Отличительной характеристикой этих руд является широкое проявление в них признаков метаморфической перекристаллизации, катаклаза и регенерации пиритных зерен. Зона прослежена в север-северо-западном направлении более чем на 4 км, шириной 100–500 м и имеет крутое субвертикальное падение. Она ограничена краевыми разломами, отделяющими метасоматиты от субвулканических слабо серицитизированных риолитов и дацитов на западе и от пиритизированных и рассланцованных туфов и лав андезитобазальтового и риолитодацитового состава на востоке (рис. 67).

Восточная зона протяженностью 2,5 км и шириной 50–100 м сложена серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами с небольшими

линзами медно-цинково-колчеданных руд; значимая пиррофиллитовая минерализация в ней отсутствует.

Таким образом промышленная пиррофиллитовая минерализация связана с рудовмещающими серно-колчеданную залежь рассланцованными метасоматитами, состав которых определяется различными соотношениями кварца, пиррофиллита, серицита и вкрапленности сульфидов. В карьере выделены, а за его пределами прослежены скважинами две полосы пиррофиллит-кварцевых сланцев шириной 30–40 и 40–60 м, разделенных серно-колчеданной линзой и чечевицеобразным телом пиррофиллитовых кварцитов. Эти полосы вытянуты по простиранию на 2–4 и 1,5 км, на глубину — до 200 м (без признаков выклинивания). С запада и востока они окаймляются пиритизированными пиррофиллит-кварцевыми сланцами, лимонитизированными до глубины 20–30 м.

Пиррофиллит-кварцевые сланцы (пиррофиллитовые руды) — это белая и светло-серая порода с голубоватым или желтоватым оттенком, восковидная или с перламутровым блеском. Неравномерное распределение пиррофиллита обуславливает появление очковой, плитчатой либо сланцеватой текстур. Содержание пиррофиллита в породе может достигать 80%. Второстепенные минералы: диаспор, иллит, серицит, плагиоклаз, каолинит; акцессории: рутил, апатит, пирит, молибденит. В породе встречаются реликтовые выделения серицитизированного плагиоклаза и микробудины сери-

цитизированного плагиоклаза и микробудины сери-

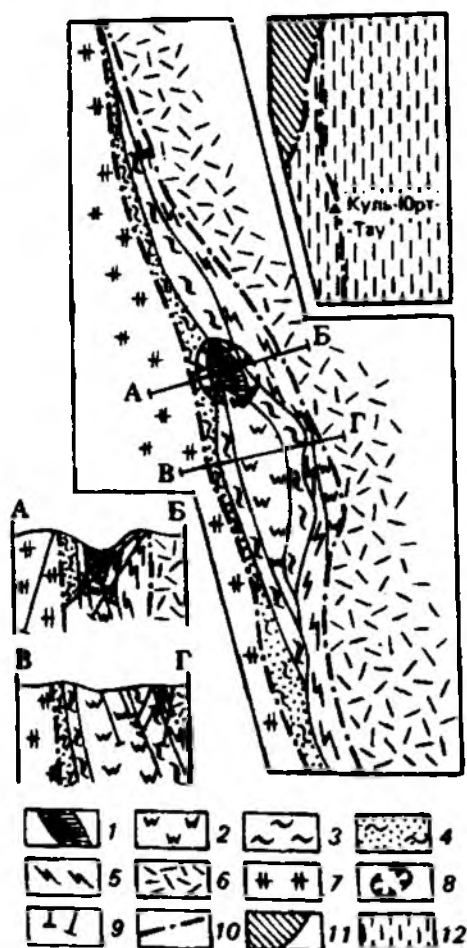


Рис. 67. Схема геологического строения рудного поля Куль-Юрт-Тай (по В.В. Зайкову, И.В. Сияковской, Л.А. Санько):

1 — серно-колчеданная залежь с оторочкой сульфидизированных кварцитов; 2 — пиррофиллитовые кварциты; 3 — пиррофиллит-кварцевые сланцы; 4 — пиритизированные пиррофиллит-кварцевые и серицит-кварцевые сланцы; вулканогенные породы баймак-бурибаевского комплекса (D_2-C); 6 — рассланцованные лавы и туфы андезитобазальтового и риолитодацитового состава, 7 — дациты кварц-роговообманково-плагиоклазовые (субвулканическая фация); 8 — контуры карьера; 9 — скважины; 10 — разломы; 11 — докембрийские толщи Урал-Тай; 12 — палеозойские формации Магнитогорского синклинория

цит-кварцевых пород. Пирофиллитовые кварциты — белые и светло-серые образования массивной, очковой и брекчиевидной текстур. В промежутках между зернами господствующего кварца находится мелкочешуйчатый пирофиллит, достигающий 14% в породе. По валовому химическому составу пирофиллитовые кварциты близки серицит-кварцевым образованиям, образующим микробудины в пирофиллит-кварцевых сланцах (табл. 18).

По результатам химического анализа состав пирофиллита близок к теоретическому. Доказано (В.В. Зайков и др.), что образование

Таблица 18

Химический и нормативный минеральный* составы пирофиллитовых пород месторождения Куль-Юрт-Тау, а также требования промышленности к качеству пирофиллитового сырья

(по В.В. Зайкову и др.)

Компоненты	Содержание, мас. %						Максимально допустимые содержания (%) для промышленности	
	1 (5)	2 (4)	3 (7)	4 (14)	5 (9)	6 (5)	фарфоро- фаянсовой	керами- ческой
SiO ₂	83,64	83,88	81,73	84,81	81,50	86,48	0,2	0,8
TiO ₂	0,18	0,23	0,16	0,20	0,21	0,10		
Al ₂ O ₃	11,86	12,26	12,92	10,85	10,81	7,83	0,4	1,0
Fe ₂ O ₃	0,03	0,26	0,16	0,22	1,09	0,17		
FeO	0,21	0,57	0,93	0,69		1,35	1,0	1,0
MnO	—	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01		
MgO	0,19	0,08	0,52	0,05	1,04	0,36	1,0	1,0
CaO	0,13	0,28	0,05	0,26	0,18	0,07		
Na ₂ O	0,30	0,16	0,18	0,18	0,52	0,27		
K ₂ O	0,93	0,53	0,52	0,35	2,61	1,25		
п.п.п.	2,13	2,44	2,51	2,20	1,75	1,18		
P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,06	0,04	0,02	0,04		
Σ	99,70	100,28	100,08	100,18	99,88	99,45		
Кварц	50	48	52	59	60	73		
Пиро- филлит	44	48	43	40	14	11,5		
Серицит	6	3	3		23	13		
Хлорит		1	2	1	3	2,5		

Примечание. 1–4 — пирофиллит-кварцевые сланцы; 5–6 — пирофиллитовые кварциты. В скобках — число анализов. * — пересчет по методу CIPW.

пирофиллит-кварцевых сланцев произошло за счет серицит-кварцевых метасоматитов в обстановке средних (300–420 °С) температур на фоне динамометаморфизма колчеданных руд и околорудных измененных пород в послераннекаменноугольное время.

Среди всех пирофиллитсодержащих пород месторождения выделяют четыре типа сырья: господствующий низкощелочной пирофиллит-кварцевый, подчиненные щелочной пирофиллит-серицит-кварцевый, высокоглиноземистый диаспор-пирофиллитовый и глиноземистый пирофиллитовый. Низкое содержание в пирофиллит-кварцевых породах месторождения оксидов железа, титана, магния и кальция, являющихся главными ограничивающими параметрами при промышленной оценке, позволяют рассматривать это сырье как отвечающее требованиям фарфорофаянсовой и керамической промышленности. Технологические испытания показали его пригодность для производства керамической плитки, различных огнеупорных и кислотостойких изделий. Подсчитанные запасы пирофиллитового сырья месторождения (без разделения по типам) в проектном контуре карьера по категории С₂ составляют 11,7 млн т.

Раздел III

ИНДУСТРИАЛЬНО-КАМНЕСАМОЦВЕТНОЕ СЫРЬЕ (МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ, ИХ АГРЕГАТОВ И СКРЫТОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ)

Специфическую группу объектов неметаллического сырья составляют месторождения, промышленная ценность которых заключается в достаточно крупных совершенных прозрачных или окрашенных кристаллах различных минералов. Разнообразные физические свойства этих кристаллов, определяемые их составом, геометрией кристаллической структуры, типом химической связи и различными дефектами (точечными, дислокациями, нарушением порядка упаковки атомных слоев и другими отклонениями от идеальной структуры), используются в различных областях техники. В силу исключительного дефицита природного кристаллосырья в настоящее время для большинства его минеральных видов налажено промышленное производство синтетических аналогов.

Природные и синтетические кристаллы применяются в оптике (оптические элементы), электронике (интегральные схемы, квантовые электронные устройства, полупроводниковые приборы), вычислительной технике, радиотехнике (детекторы и др.), лазерной технике (оптические квантовые генераторы — твердотельные лазеры и др.), приборостроении (опорные элементы сверхточных приборов), металлообработке (сверхтвердые абразивные материалы) и других областях индустрии, определяющих научно-технический прогресс.

Это в первую очередь совершеннейшие кристаллы горного хрусталя, пьезокварца, флюорита, исландского шпата, турмалина, барита и некоторых других минералов, объединяемые в так

называемое пьезооптическое сырье. К последнему следует отнести и кристаллический агрегат химически чистого кварца (в том числе гранулированного кварца), используемого для варки оптических стекол.

В рассматриваемую группу входит и камнесамоцветное сырье (т.е. камни, окрашенные в яркие цвета или обладающие красной световой игрой), наиболее ценные представители которого (ювелирное сырье) также в большинстве случаев являются весьма совершенными кристаллами алмаза, корунда (рубин, сапфир), берилла (изумруд, аквамарин, воробьевит), турмалина, кварца (аметист, морioon), гранатов и других минералов. Иные, менее ценные представители камнесамоцветного сырья (ювелирно-поделочные и поделочные камни) могут быть представлены также кристаллическими агрегатами (нефрит, жадеит, малахит, агат и др.) и даже горными породами (яшмы, листвениты, обсидианы и др.).

Кристаллы и кристаллические агрегаты многих из указанных минералов являются ценным техническим сырьем. Например, природные алмазы по их использованию разделяют на ювелирные и технические; бездефектные кристаллы рубина ценятся не только как ювелирные камни, но и как высококачественные активные среды для генерации лазерного излучения в оптических квантовых генераторах.

Месторождения кристаллосырья, как пьезооптического, так и камнесамоцветного, исключительно редки, а запасы кондиционных кристаллов в них, учитывая высочайшие требования к их качеству, измеряются всего лишь килограммами. Минимальные размеры ориентированных кондиционных монокристаллов пьезооптического сырья измеряются до десятков миллиметров; минимальные размеры ювелирных камней — миллиметры, а ювелирно-поделочных — сантиметры. Предварительная обработка кристаллосырья обычно заключается в скалывании и отпиливании дефектных некондиционных участков монокристалла или штуфа кристаллического агрегата.

В настоящем разделе рассмотрены лишь некоторые наиболее важные представители пьезооптического и камнесамоцветного (главным образом ювелирного) сырья. Отдельно охарактеризованы алмазы — как самый ценный ювелирный камень и как исключительно важное техническое сырье с его высочайшей твердостью и многими другими промышленно важными физическими свойствами.

Глава 13

ПЬЕЗООПТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

В настоящей главе рассматриваются жильный кварц, используемый в производстве прозрачного кварцевого и многокомпонентных оптических стекол, горный хрусталь и окрашенные крупные кристаллы кварца, применяемые для изготовления оптических и пьезооптических изделий, а также кристаллы флюорита и исландского шпата, из которых производятся детали оптических приборов. В группу пьезооптического сырья включают также не рассматриваемые здесь чистые (без включений) кристаллы турмалина и барита.

13.1. Кварц SiO_2

Один из самых распространенных и хорошо изученных минералов земной коры — кварц с теоретическим составом $\text{Si} — 46,7\%$, $\text{O} — 53,3\%$. Однако даже в наиболее близком к этому составу прозрачном бесцветном кварце содержатся примеси калия, натрия, железа, алюминия, кальция, магния, титана и др. Минерал кристаллизуется в тригональной сингонии (β -кварц), переходя при температуре 573°C в гексагональный α -кварц, устойчивый до 870°C . При более высоких температурах стабильными формами являются α -тридимит (до 1470°C) и α -кристобалит, плавящийся при температуре 1700°C . Кварц обладает большой плотностью ($2,65\text{--}2,66\text{ г/см}^3$) и упругостью, высокой твердостью (7 по шкале Мооса) и прочностью; он является хорошим диэлектриком, незначительно расширяется при нагревании, химически устойчив, частично растворяясь лишь в плавиковой кислоте.

Практическое использование жильного кварца связано с возможностью изготовления из него специальных стекол, характеризующихся прозрачностью, химической и термической стойкостью и применяемых в светотехнической, оптико-механической и других отраслях промышленности. Особо чистое стекло идет на изготовление высокотемпературных реакторов, оптических телескопов, тиглей для выращивания полупроводниковых монокристаллов, оно используется в радарных установках, быстродействующих ЭВМ и др.

Для получения этих стекол методами плавки и варки пригоден как молочно-белый, так и прозрачный жильный (в том числе гранулированный) кварц, представленный агрегатом прозрачных и полупрозрачных зерен миллиметровых размеров. Такое сырье

подвергают обогащению, удаляя как включения других минералов, так и частично газово-жидкие включения; предъявляемые к нему требования заключаются в высокой прозрачности, определенном гранулометрическом составе и практически полном отсутствии примесей (табл. 19).

Прозрачные крупные кристаллы кварца (либо их обломки и галька) встречаются редко. Те, из которых могут быть получены бездефектные монокристалльные области определенных размеров для изготовления оптических и пьезотехнических элементов, называют пьезооптическим кварцем. Причем, если для оптических целей пригодны лишь прозрачные кристаллы (горный хрусталь), то для пьезотехнических — возможно также использование окрашенных разновидностей, обычно применяемых в ювелирном деле: черных (морион), фиолетовых (аметист), дымчатых (раухтопаз), желтоватых (цитрин) и др.

Прозрачный кварц хорошо пропускает ультрафиолетовые и инфракрасные лучи; при прохождении через его пластинку вдоль оптической оси поляризованного луча происходит поворот плоскости поляризации на некоторый угол. Правые кристаллы β -кварца вращают плоскость поляризации вправо, а левые — влево. Сущность пьезоэлектрических свойств заключается в том, что при сжатии (растяжении) кристалла вдоль оси L_2 в том же направлении возникает электрический заряд с противоположными знаками на концах кристалла.

Основными потребителями такого кварца являются радиотехническая и оптико-механическая отрасли. Не отвечающие техническим требованиям отходы, полученные при его обогащении, используются в областях применения жильного кварца.

Таблица 19

Характеристика сортов гранулированного кварца, применяемого для производства кварцевого сырья

(по И.Ф. Романовичу)

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	0,1—0,5	0,5—1,8
Доля минеральных примесей, % не более	$5 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$12 \cdot 10^{-2}$

По действующим в России стандартам минимальные размеры монообласти кристалла пьезокварца должны обеспечить выпиливание из нее заготовки — пластины размером $12 \times 12 \times 1,5$ мм, причем какие-либо дефекты в этой монообласти недопустимы. К последним относятся трещины, свили, дофинеи и бразильские двойники, видимые газово-жидкие и твердые включения.

Для оптического кварца минимальный размер монообласти, перпендикулярной оптической оси, составляет $70 \times 60 \times 50$ мм при ее выходе из кристаллосырья не ниже 40%; допускается наличие дофинеи, а также включений размером до 0,1 мм (не более одного на 1 см^3).

Дефицит пьезооптического кварца вынудил ряд промышленно развитых стран наладить производство его синтетических аналогов.

Свыше 90% добычи кристаллов пьезооптического кварца в мире приходится на долю Бразилии: ее экспорт кристаллокварцевого сырья в последние десятилетия составляет около 4–7 т в год. Менее дефицитный жильный кварц (в том числе гранулированный) добывается во многих странах.

Природными источниками получения жильного кварца и кристаллокварцевого сырья являются пегматиты и гидротермальные кварцевые жилы. Кроме того, значительная часть кристаллокварцевого сырья извлекается из россыпей. С учетом условий образования выделяют следующие важнейшие геолого-промышленные типы месторождений.

1. Пегматитовые тела с обособлениями жильного кварца и хрусталеносными камерами в гнейсах, гранито-гнейсах и кристаллических сланцах или в апикальных частях гранитных интрузивов.

2. Гидротермальные хрусталеносные кварцевые жилы и минерализованные трещины в кварцитах, песчаниках, метавулканиках, мраморах и других породах.

3. Гидротермально-метаморфические жилы гранулированного кварца в гнейсах, амфиболитах, кристаллических сланцах, кварцитах мигматитогнейсовых комплексов.

4. Хрусталеносные элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи среди песчано-глинистых отложений, залегающие на коре выветривания каолинитового типа и связанные с хрусталеносными телами пегматитов, гидротермальными жилами и минерализованными трещинами.

В составе первого типа пегматитовых месторождений выделяют два подтипа: слюдоносные пегматиты с кварцевыми обособлениями (блоками, ядрами) и хрусталеносные внутригранитные камерные пегматиты.

Сближенные тела слюдоносных пегматитов жильной, линзовидной или неправильной формы длиной 10–100 (редко 300 м), мощностью 5–10 (редко 20 м) объединяются в крупные поля среди докембрийских гнейсов, гранитогнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации метаморфизма, слагающих древние щиты и антиклинорные зоны складчатых областей. Они содержат обособления (ядра) объемом до 100 м³ и более, сложенные жильным молочно-белым и гранулированным кварцем, прозрачным и полупрозрачным, пригодным для изготовления многокомпонентных оптических стекол. Представителями этого подтипа являются месторождения Карелии и Кольского полуострова, Мамско-Чуйского района, Среднего Урала и другие в России, месторождения Мугоджар в Казахстане, пегматитовые месторождения Индии, Бразилии, США и других стран.

Среди внутригранитных камерных пегматитов различают берилл-топаз-хрусталеносные древних щитов и хрусталеносные, иногда флюорит-хрусталеносные складчатых областей. Они представляют собой изометричные, трубо- и штокообразные тела размером от 2 до 100 м в поперечнике, объединяющиеся в поля с групповым (кустовым) распределением. Эти пегматиты имеют зональное строение: кварцевое ядро в окружении блоковой микроклиновой, пегматоидной полевошпат-кварцевой и графической зон. Обычно под кварцевым ядром располагаются полости объемом от 1 до 40 м³ (редко более), содержащие морион, горный хрусталь и зональные кристаллы с обоими из них, являющиеся пьезооптическим сырьем. Некондиционные кристаллы, а также частично кварц ядра пригодны для плавки технического стекла. Такие пегматиты широко развиты на Украине и в Центральном Казахстане, а также в Бразилии, Канаде, КНР, Монголии, США, Афганистане, Мьянме, Шри-Ланке и др.

Гидротермальные хрусталеносные кварцевые жилы и тела, минерализованные трещины обычно объединяются в крупные штокверки и штокверковые зоны протяженностью от 100 до 1000 м, шириной до 100 м и глубиной распространения жил до 400 м, преимущественно связанные с высококремнистыми породами: песчаниками, кварцитами, гнейсами и др. Они сложены преимущественно молочно-белым кварцем, в котором выделяются участки прозрачного и полупрозрачного кварца с полостями, содержащими кристаллы горного хрусталя. Доля прозрачного и полупрозрачного кварца в жилах обычно не превышает 1/3 их объема, а размеры его участков в поперечнике не превышают 10–15 м. Гнезда и занорыши (полости) горного хрусталя располагаются как внутри жил, так и на их выклинива-

ниях; их объем колеблется от 0,5 до 50 м³, редко более. Полости обычно заполнены каолином, серицитом, кальцитом, обломками жильного кварца и др. Гидротермальные изменения боковых пород наиболее интенсивны близ хрусталеносных полостей и проявлены в виде хлоритизации, серицитизации, реже карбонатизации, альбитизации и эпидотизации.

Крупные кристаллы горного хрусталя в этих полостях достигают сотен граммов и даже десятков килограммов, являясь ценнейшим пьезооптическим сырьем. Некондиционные кристаллы, а также полупрозрачный и прозрачный кварц — сырье для оптического стекловарения.

Классическими месторождениями этого типа являются бразильские, они имеются также в Монголии, Китае, Казахстане, на Памире и в других странах. В России главными районами их развития являются Алдан, Приполярный и Южный Урал.

Гидротермально-метаморфические жилы гранулированного кварца имеют простую линзовидную или более сложные формы; их длина по простиранию колеблется от первых десятков до первых сотен метров, по падению — до 40 м, мощность — от 1 до 5 м (иногда до 15 м). Чаще они вытянуты в линейные зоны или образуют штокверки среди гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев и кварцитов мигматитогнейсовых куполов складчатых систем, реже встречаются единичные жилы. Гранулированный кварц характеризуется повышенной химической чистотой и высоким светопропусканием. Его образование происходило за счет метаморфической грануляции первичного жильного кварца, сопровождавшейся очисткой последнего от минеральных и газово-жидких включений. Это сравнительно новый, по существу, еще осваиваемый вид кварцевого сырья для производства прозрачного кварцевого стекла путем плавки. Примерами месторождений этого типа являются Кыштымские, Ларинское, Вязовское, Маукское, Кузнечихинское на Урале, а также ряд объектов Казахстана и других стран.

Хрусталеносные россыпные месторождения обычно тесно пространственно связаны с коренными источниками: хрусталеносными телами пегматитов и гидротермальными жилами. Генетически это элювиально-делювиальные и аллювиальные образования эллипсовидной, округлой, неправильной изометричной, дельтовидной и вытянутой лентовидной форм в плане. Их размер в поперечнике может достигать 1,5 км и более при небольшой мощности (0,5–1,5 м). Обломки кристаллов горного хрусталя слабоокатанные, как правило, обладают высоким качеством (при формировании россыпи происходит естественное обогащение,

обусловленное более высокой устойчивостью к агентам химического и физического выветривания кристаллов, лишенных трещин, свилей, двойников, твердых и газовой-жидких включений). Промышленные хрусталоносные россыпи широко развиты на восточном склоне Южного Урала; примером зарубежных месторождений этого типа являются россыпи, сопутствующие хрусталоносным гидротермальным жилам Бразилии, и многочисленные элювиально-делювиальные топаз-морионовые россыпи, связанные с камерными гранитными пегматитами Украины.

Месторождения пьезокварца Украины

Промышленные скопления кристаллов пьезокварца связаны с пегматитами Коростеньского плутона — сложного многофазного комплекса изверженных пород среднепротерозойского возраста. Поле пегматитовых тел образует широкую протяженную полосу субмеридионального и северо-западного направления среди биотит-амфиболовых гранитов типа рапакиви близ и параллельно их восточному контакту с более ранними образованиями габбро-лабрадоритового состава (рис. 68). Этот контакт, фиксируемый гибридными породами типа габбро-монзонитов и габбро-сиенитов, большей частью имеет пологое восточное падение.

Среди гранитов встречаются крупные ксенолиты пород денудированной кровли, сложенной указанными габбро-лабрадоритами, а также останцы древнейших пород комплекса — мигматитов. Широкая (несколько километров) эндоконтактовая часть гранитов имеет зональное строение: гибридные породы контакта к западу последовательно сменяются среднезернистыми гранитами, мелкоовоидными лейкократовыми гранитами, порфировидными мелкоовоидными гранитами, переходящими в рапакиви. Полоса пегматитовых тел тяготеет к мелкоовоидным лейкократовым гранитам вблизи их границы со среднезернистыми гранитами.

Протерозойские магматические породы перекрыты горизонтально залегающими мезозойскими песчано-глинистыми образованиями, олигоценowymi песками и четвертичными суглинками мощностью 2–20 м.

Многочисленные тела пегматитов имеют изометричную, штокообразную, жильную и другие формы; их размеры в поперечнике варьируют от первых до многих десятков метров. В северной части рудного поля (полосы) преобладают жилообразные формы, в южной — штокообразные. Как правило, пегматитовые тела зональны (рис. 69): от их периферии к центру фиксируются графическая, пегматоидная, мономинеральная полевошпатовая,

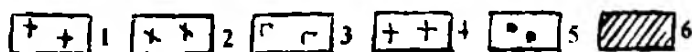
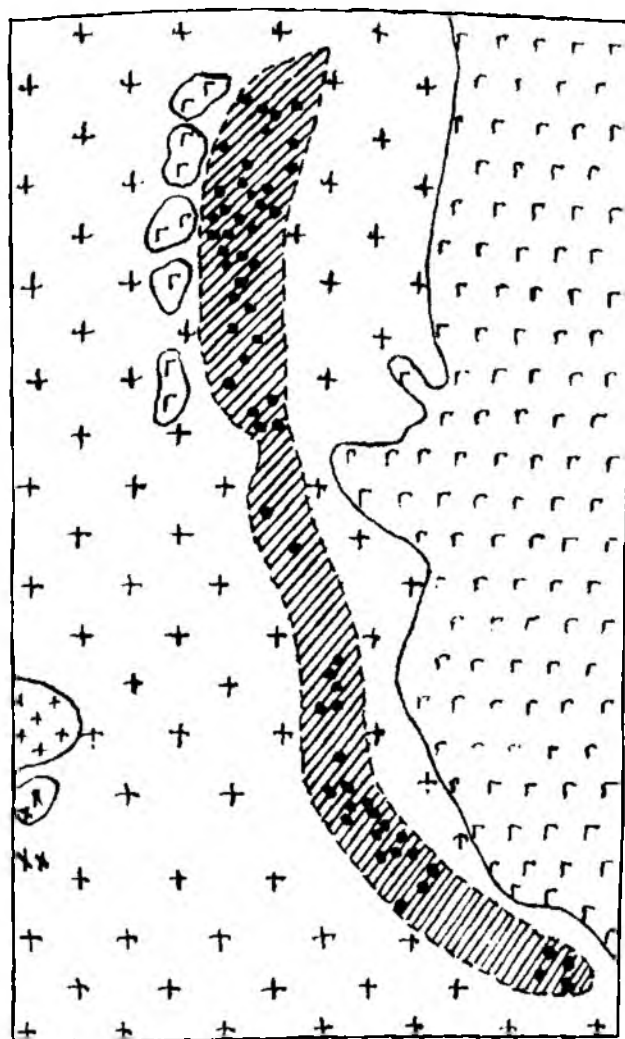
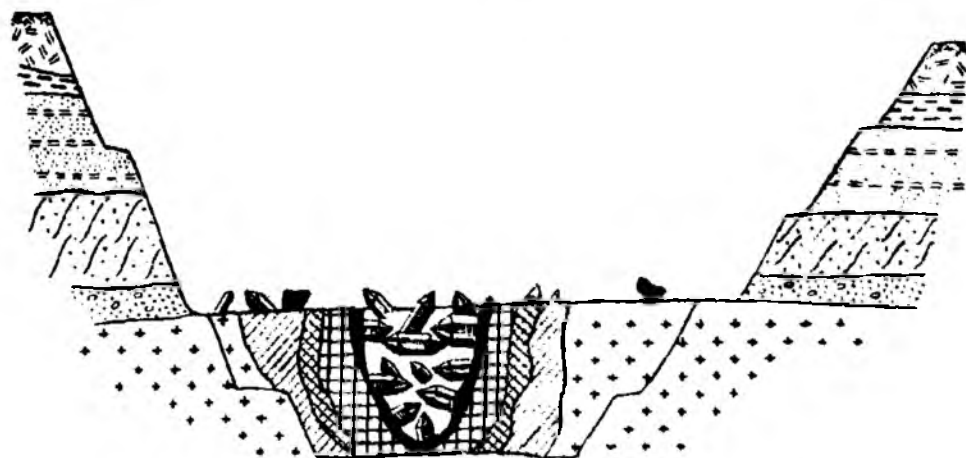


Рис. 68. Схема геологического строения пегматитового поля (по Н.П. Ермакову):

1 — мигматиты; 2 — серые граниты; 3 — габбро-лабрадоритовый комплекс; 4 — рапакиви и овоидные граниты; 5 — пегматитовые тела и хрусталеносные россыпи; 6 — пегматитовое поле

Рис. 69. Схематический геологический разрез через пегматитовое тело (по Н.П. Ермакову):

1 — почвенно-растительный слой; 2 — суглинок; 3 — песок с прослоями глины; 4 — песок с кварцем и кремнем; 5 — гранит каолинизированный; 6 — графическая зона; 7 — пегматоидная зона; 8 — зона полевых шпатов; 9 — зона массивного кварца; 10 — зона свободного роста кристаллов; 11 — песок косослоистый



кварцевая и друзовая зоны. В некоторых телах зональность выражена нечетко, отдельные зоны отсутствуют или имеют небольшую мощность.

Пегматиты графической структуры занимают около четверти объема тел и характеризуются широкой вариацией форм и размеров ихтиоидных кварца и кристаллов полевого шпата. Пегматоидные структуры образованы крупными и средними зернами этих минералов. Полевошпатовая зона сложена микроклином, участками замещенным альбитом.

Неправильной формы центральное ядро пегматитовых тел сложено серым и светло-серым, иногда молочно-белым, прозрачным и полупрозрачным массивным кварцем, как правило трещиноватым и нередко полосчатым. Обычно непосредственно под кварцевым ядром располагается одна, реже две и более камеры (друзовые зоны) объемом от 1 до 30 м³ (иногда до 50–60 м³), представляющие полости растворения и выполненные крупными кристаллами кварца, топаза, слюд и других минералов. В донной части полостей зачастую устанавливаются обломки кристаллов мориона, сцементированные агрегатом опала и халцедона либо существенно каолиновой глиной. Непосредственно ниже полоски по пегматоидным или графическим образованиям развивается прерывистая пористая и кавернозная зона десиликации и перекристаллизации.

Кристаллы кварца в полостях имеют хорошую огранку и представлены обелисковидными и короткопризматическими формами: их масса достигает десятков–сотен килограммов, а в исключительных случаях — нескольких тонн. Корневые части таких кристаллов, нарастающие на кварцевое ядро, образованы так называемым сотовым кварцем с густой сетью тончайших трещин (как результат α - β превращения); в сторону граней призмы и пирамидальной головки сотовый кварц сменяется зоной бесцветного, далее дымчатого кварца и мориона. В единичных случаях головка кристалла может венчаться зоной аметиста. Помимо такого рода зон, морион, дымчатый кварц, горный хрусталь, аметист могут образовывать и самостоятельные кристаллы. Дефекты кристаллов кварца — двойникование, свилевидность (мозаичность), трещиноватость, газовой-жидкие включения, твердые включения пегматита, гидропегматита, хлорита, серицита и др.

Второй по распространенности минерал полостей — топаз — обладает различными окрасками: бесцветной, красной, голубой, желтой и др. Масса его кристаллов может достигать десятков килограммов. В качестве аксессуарных минералов присутствуют ограненные кристаллы берилла и флюорита, а также циркон, касситерит, молибденит, сидерит и др.

С пегматитовыми телами связаны многочисленные элювиально-делювиальные топаз-морионовые россыпи, находящиеся под покровом олигоцен-четвертичных отложений и имеющие промыш-

ленное значение. В плане они имеют изометричные очертания диаметром в десятки м.

Кристаллы кварца (в основном мориона) и их обломки являются пьезосырьем, отдельные кристаллы горного хрусталя могут быть оптическим сырьем. Некоторые разновидности массивного кварца в ядрах пегматитовых тел пригодны для получения многокомпонентных оптических стекол.

По представлениям одних исследователей (Н.П. Ермаков и др.), рассматриваемые камерные пегматиты, включая и кварцевое ядро с зонами свободного роста кристаллов, являются результатом кристаллизации остаточной гранитной магмы, обогащенной летучими; другие (Е.Я. Киевленко и др.) считают, что возникновение крупных кристаллов пьезокварца происходило в заключительный гидротермальный этап формирования пегматитов.

Кварцевые месторождения Бразилии

Бразилия является главным мировым поставщиком кристаллокварцевого сырья. Ее многочисленные месторождения находятся в пределах гигантского горного плато Планальто, сложенного породами докембрия и нижнего палеозоя. Основная добыча сосредоточена в штатах Минас-Жераис, Гояс и Баия (рис. 70). Здесь среди верхнедокембрийских песчаников и кварцитов, а также среди перекрывающих их силурийских глинистых и слюдяных кристаллических сланцев фиксируются всевозможные кварцевые жилы, гнезда, трубообразные и более сложные по морфологии залежи; наряду с секущими они нередко обнаруживают пологие, согласные со слоистостью вмещающих пород залегания.

Устанавливается отчетливая связь этих образований с литологическим составом вмещающих пород: они особенно многочисленны среди пачек верхнедокембрийских косослоистых кварцевых песчаников и кварцитов (рис. 71); там, где эти тела находятся в окружении силурийских глинистых и слюдяных кристаллических сланцев, последние непосредственно налегают на докембрийские граниты.

По существу мономинеральные тела сложены молочно-белым и серым грубокристаллическим жильным кварцем. Кристаллические индивиды располагаются перпендикулярно к боковым стенкам залежей головками внутрь, объединяясь в агрегат гребенчатого кварца. Пирамидальные головки образуют щетки, зачастую взаимно проникающие друг в друга. Обильные пустоты в центральных частях тел, иногда очень крупные (метровых размеров) полностью или частично заполнены глиной.

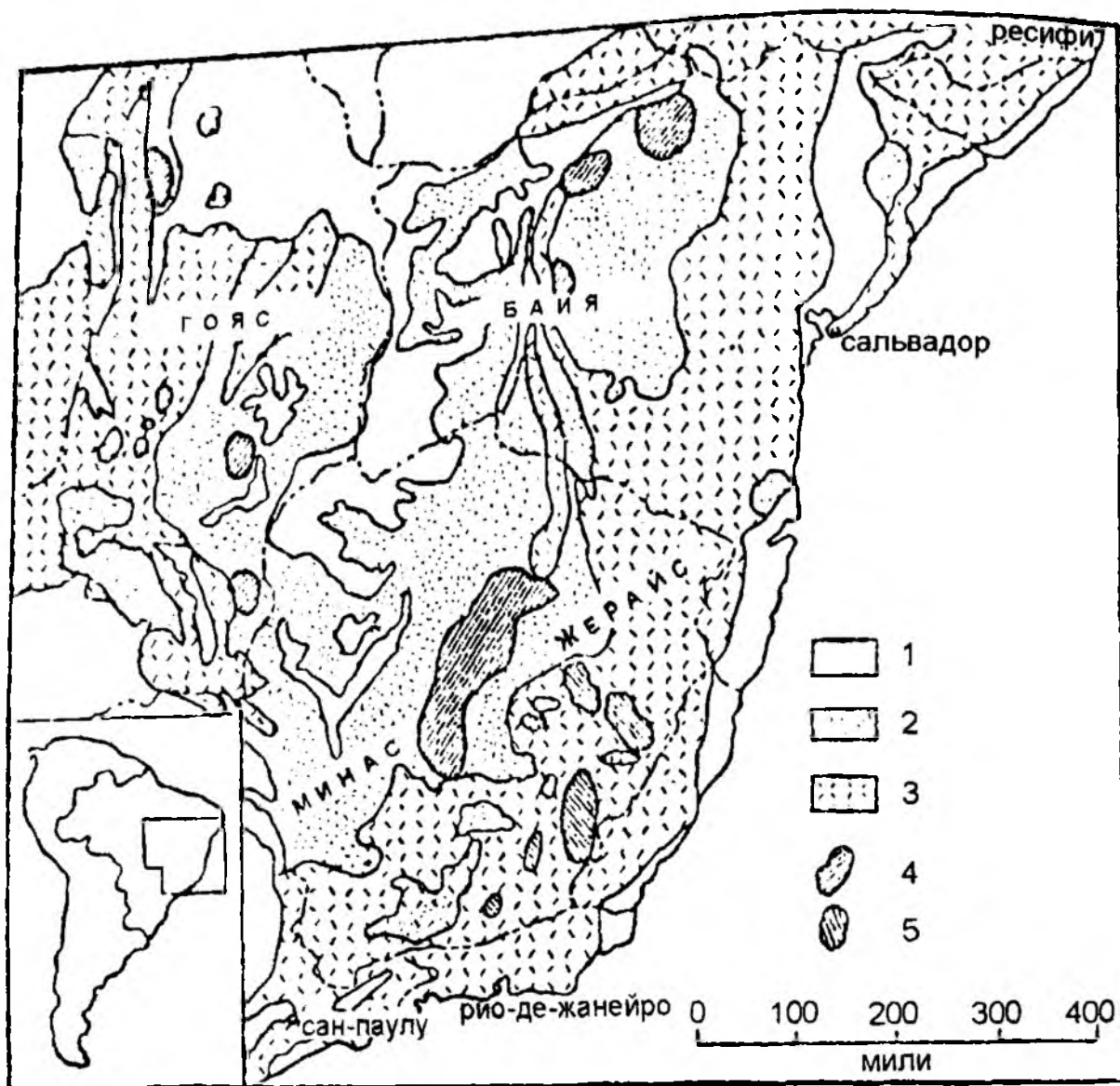


Рис. 70. Главные районы слюдоносных пегматитов и горного хрусталя Бразилии (по Смитсу и Бейтсу):

1 — постсилурийские породы; 2 — позднедокембрийские-силурийские породы; 3 — раннедокембрийские кристаллические породы; 4 — хрусталеносные районы; 5 — слюдоносные районы

Размеры кристаллов кварца длиной варьируют от первых сантиметров до метровых, а массой — от сотен граммов до полутонны. Единичные кристаллы могут быть гигантскими: так, обнаруженный в шт. Минас-Жерайс кристалл достигает длины 2,2 м, диаметра 1,1 м и массы 4,7 т. Самый крупный кристалл массой более 44 т найден в одном из месторождений шт. Гояс. Однако прозрачные крупные кристаллы горного хрусталя исключительно редки. Пригодные как пьезосырье также достаточно редки; размеры их обычно небольшие и масса не превышает 200 г.

Основная доля пьезооптического сырья приходится на прозрачные окончания пирамидальных головок кристаллов окрашенного кварца. Но зачастую и прозрачные индивиды отбраковываются из-за наличия в них двойников, жидких включений, вростков

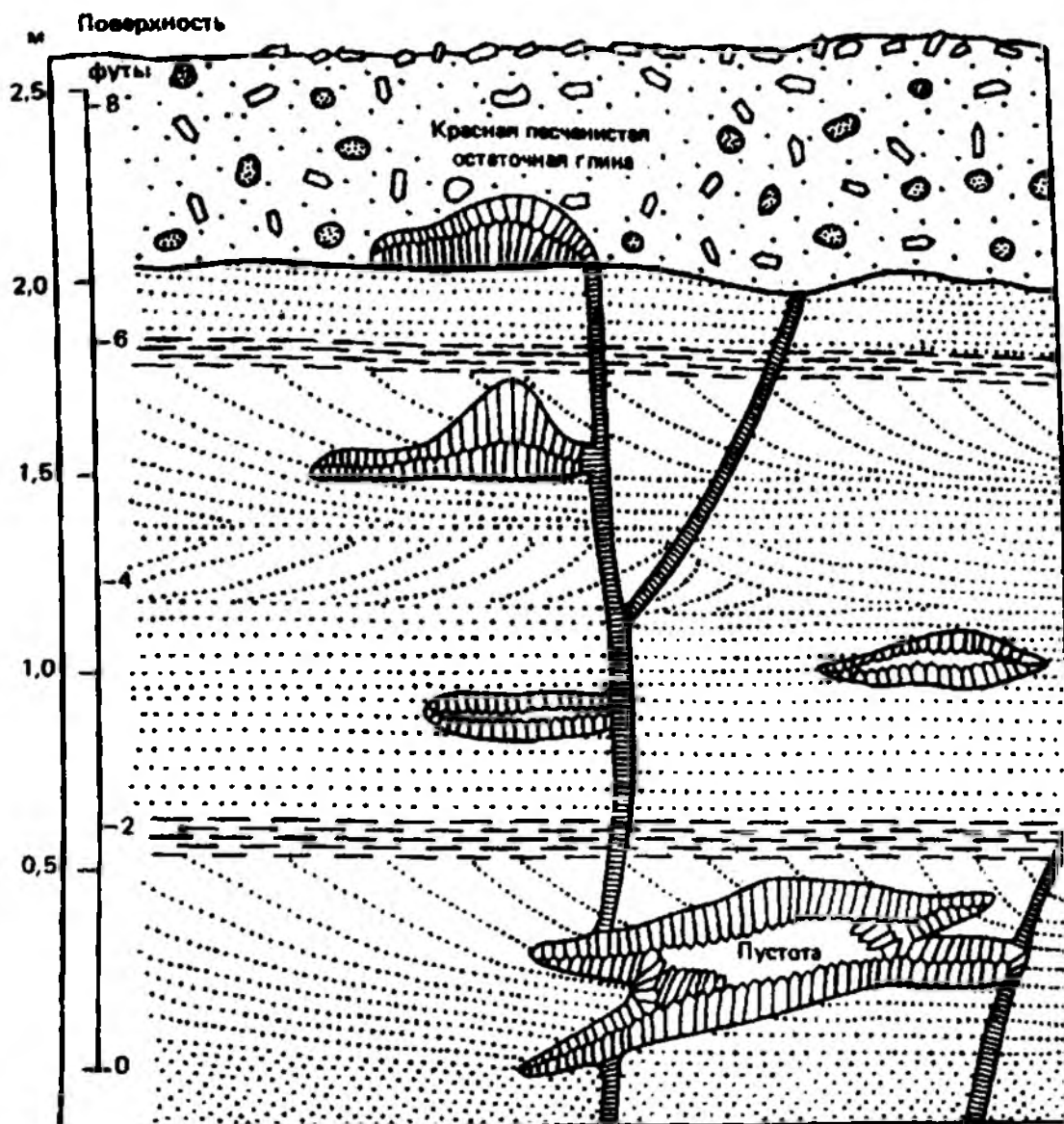


Рис. 71. Локализация кристаллов кварца в косослоистых песчаниках. Зарисовка стенки шурфа в штате Гояс (Бразилия). Кондиционный чистый кварц, составляющий лишь незначительную часть общей массы кристаллов кварца, присутствует в головках крупных мутных кристаллов (по Джонстону и Батлеру)

других минералов, а также фантомов — фигур роста внутри кристалла, образованных мельчайшими частицами глины, оседавшими на плоскости кристаллизации. Выход сырья как отношение объема кондиционных кристаллов к объему всей жильной кварцевой массы крайне мал, составляя в среднем 0,01%; в самых богатых месторождениях эта величина может возрасти до 1,6%.

В тесной связи с хрусталеносными жилами и гнездами часто находятся перекрывающие их элювиальные рыхлые отложения с промышленными концентрациями обломков кварца. Эти обломки могут цементироваться лимонитовой массой — продуктом глубокого выветривания боковых пород. В речном аллювии, как современном, так и древнем, также довольно много кондиционных кристаллов кварца, часто превращенных в крупную окатанную

гальку с матовой поверхностью. Иногда в вертикальном разрезе наблюдается чередование слоев грубого хрусталеносного галечника, разделенных слойками глин. Так, на одном из месторождений шт. Минас-Жераис шурфом глубиной около 14 м было подсечено девять таких продуктивных слоев.

Установлено, что коренные месторождения являются типичными гидротермальными образованиями умеренных температур; рост кристаллов происходил из водных растворов в открытых полостях трещин. Доказано также, что эти кварцевые жилы связаны по времени своего формирования (ранний палеозой, возможно, силур) с пегматитами, широко развитыми в юго-восточной части плато Плантальто, сложенной докембрийскими образованиями.

Большая часть добычи кристаллокварцевого сырья приходится на множество мелких коренных и россыпных месторождений, разрабатываемых старателями преимущественно вручную с использованием простейшей механизации. Эти разработки контролируются государством — ценами, кондициями на сырье и проверкой его качества для экспортных поставок. Ведущим штатом по добыче является Минас-Жераис.

Кыштымские месторождения гранулированного кварца

Месторождения находятся на Урале в северной части Челябинской области. Они представлены тремя полями (месторождениями) кварцевых жил среди кристаллических сланцев восточного обрамления гнейсового ядра Уфалейского гнейсово-мigmatитового комплекса. Эти жильные поля образуют узкую зону меридионального простираения.

Уфалейский гнейсово-мigmatитовый комплекс имеет двухэтажное строение. Его нижний структурный этаж (уфалейская свита) сложен протерозойскими глубоко метаморфизованными породами: гнейсовидными амфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами и биотитовыми гранитогнейсами, переходящими вверх в гнейсовидные амфиболиты, чередующиеся с двуслюдяными и биотитовыми гнейсами и гранитогнейсами. Гнейсы и амфиболиты, как правило, сланцеватые; в них проявляется минеральная линейность и преобладает равномернoзернистая структура.

Породы верхнего структурного этажа (куртинская свита), несогласно перекрывающие образования уфалейской свиты, представлены слюдяно-кварцевыми сланцами с гранатом, дистеном, амфиболом и ставролитом, графитослюдистыми кварцитами, а также подчиненными амфиболовыми сланцами и амфиболитами. Породы имеют порфировидную структуру: на фоне тонко-

зернистой основной ткани выделяются порфировласты граната и биотита.

Кварцевые жилы месторождений находятся преимущественно среди пород куртинской свиты. Образования уфалейской свиты выходят на поверхность в западной части месторождений. Установлено, что все породы района многократно метаморфизованы в широком диапазоне фаций: от гранулитовой до зеленосланцевой. Считается, что породы гнейсового ядра Уфалейского комплекса, испытавшие метаморфизм высокотемпературных фаций, окружены породами низкотемпературных метаморфических фаций с постепенными переходами между ними.

В общей сложности на месторождениях выявлено почти 3000 кварцевых жил. Три жильных поля (месторождения) объединяют подавляющее большинство из них. В промежутках между этими полями отмечаются лишь единичные жилы. Каждое месторождение представляет совокупность узких (шириной 5–20 м) линейно вытянутых (до 200 м и более) зон, объединяющих 3–5 жил. Последние продолжают либо кулисообразно перекрывают друг друга. Размеры индивидуальных жил варьируют по простиранию от первых до 200 м и по мощности от десятых долей до 5–10 м. Наиболее распространены жилы длиной 20–30 м и средней мощностью 1–2 м.

Образование кварцевых жил происходило путем выполнения различных тектонических полостей, предопределивших их морфологию: локализованные в трещинах скола имеют ровные резкие контакты, они наиболее протяженные, занимают кососекущее положение к сланцеватости пород; находящиеся в трещинах отрыва имеют извилистые контакты, резко секут сланцеватость пород и сравнительно с первыми менее протяженные; кроме того, есть жилы, приуроченные к контактам тел амфиболитов со сланцами.

В жилах Кыштымских месторождений содержание кварца приближается к 99%. Остальная часть приходится на второстепенные минералы: гидроксиды железа, полевые шпаты и слюды. Выделяют массивный гигантозернистый кварц (молочно-белый и стекловидно-прозрачный) и гранулированный кварц (равномерно- и неравномернозернистый). Считается, что первый образовался в результате роста кристаллических индивидов, второй — за счет метаморфического преобразования (грануляции) последних.

Промышленную ценность месторождений представляют жилы гранулированного кварца, характеризующегося высокой химической чистотой и компактностью своей гранобластической структуры и потому пригодного для производства оптического кварцевого стекла. Зернистый гранулированный жильный кварц

Таблица 20

**Технические условия на крупку гранулированного кварца
Кыштымских месторождений**

(по В.П. Дроздову и др.)

Фракция, мм	Светопропус- кание, % (не менее)	Содержание минеральных включений, % (не более)	Содержание элементов-примесей, $\mu \cdot 10^{-4}$, % (не более)						
			Al	Ti	Fe	Ca	Mg	Na ₂ O	K ₂ O
0,1–0,5	75	0,005	30	3	30	10		10	10
0,5–1,8	75	0,005	30	3	30	10		10	10

представляет собой агрегат прозрачных кварцевых зерен (гранул), находящихся в тесной упаковке. В жилах, сложенных этим кварцем, почти всегда наблюдаются реликты первичного массивного кварца. Гранулы характеризуются высокой однородностью как по размерам, так и по морфологии; границы между ними представляют собой сложные контактные поверхности.

В отличие от массивного гигантозернистого, гранулированный кварц характеризуется высоким светопропусканием, минимальным содержанием летучих (в основном воды и углекислоты) и соответственно газовой-жидких включений; сумма примесей в нем колеблется от $3 \cdot 10^{-3}$ до $6 \cdot 10^{-4}\%$, причем около половины приходится на алюминий. В табл. 20 приведены технические условия на предварительно обогащенную крупку Кыштымских месторождений, поставляемую различным ее потребителям.

По представлениям Н.А. Петрова, Е.П. Мельникова, В.И. Якшина и других исследователей этих месторождений, гранулированный кварц представляет собой продукт переработки исходного прозрачного кварца массивной структуры в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В процессе грануляции происходила очистка кристаллической решетки кварца от механических и структурных примесей.

13.2. Оптический флюорит CaF_2

К оптическому флюориту CaF_2 относят бесцветные или слабо окрашенные кристаллы с бездефектными областями, отличающиеся совершенной прозрачностью, чистотой, отсутствием трещиноватости и опалесценции. Его ценность как оптического сырья заключается в способности преломлять падающий пучок белого

света с малым рассеиванием (показатель преломления флюорита для световых волн различной длины меняется незначительно). Флюорит свободно пропускает ультрафиолетовые и инфракрасные лучи, имеет низкий показатель преломления и, будучи минералом кубической сингонии, лишен эффекта двупреломления.

Эти свойства и используются при изготовлении ультрафиолетовых микроскопов, призменной оптики, вакуумных приборов (монокроматоров, спектрографов), в космической технике, квантовой оптике, фурье-спектроскопии и других областях.

Моноблок оптического флюорита должен быть не менее 6 мм по двум измерениям и 5 мм по третьему либо не менее 10 мм по двум измерениям и 3 мм по третьему. По техническим условиям пластинка оптического флюорита толщиной 1 мм должна пропускать не менее 80% потока ультрафиолетовых лучей. Бесцветные кристаллы, их сростки или обломки с поверхностями спайности размером более 5 мм относятся к сырью для получения искусственного оптического флюорита.

По данным Н.П. Юшкина и других, для синтеза высококачественных монокристаллов оптического флюорита пригоден природный слабо люминесцирующий флюорит с низким (около 0,003%) содержанием редких земель, устойчивый к действию ионизирующего излучения. Флюорит такого качества содержится в относительно низкотемпературных гидротермальных месторождениях ряда провинций плавикошпатowego сырья (см. гл. 8).

Кристаллы природного оптического флюорита исключительно редки; они главным образом связаны с зональными телами флюорит-хрусталеносных камерных пегматитов в эндоконтактах гранитоидных массивов складчатых областей, охарактеризованных при рассмотрении месторождений горного хрусталя (см. гл. 13.1). Отметим лишь, что полости с кристаллами флюорита локализованы не только вдоль нижнего контакта кварцевого ядра пегматитового тела, но и в других зонах последнего. Размеры кристаллов флюорита достигают дециметровых, а их окраска изменяется от голубой до фиолетовой. Месторождения флюорит-хрусталеносных камерных пегматитов имеются в Центральном Казахстане.

Месторождения оптического флюорита Центрального Казахстана

Среди многочисленных разновозрастных гранитоидов Казахстана наиболее пегматитоносными являются герцинские интрузивы. В свою очередь промышленная флюоритовая минерализация проявлена лишь в камерных пегматитах, характеризующихся

внутренним многозональным строением с последовательной сменой от периферии к центру аплитовой оторочки, графической (письменный гранит), пегматоидной (блоковой), полевошпатовой зон и кварцевого ядра.

Морфология пегматитовых тел разнообразная, чаще неправильная изометричная, иногда линзообразная, а их объем может достигать нескольких тысяч кубических метров. Кристаллы флюорита и горного хрусталя находятся в так называемых занорышах или более крупных полостях (погребках, камерах) объемом до нескольких кубометров, располагающихся чаще на контакте полевошпатовой, графической и блоковой зон.

Наиболее продуктивными являются пегматитовые тела трубообразной, изометричной и крутопадающей жилообразной формы. Пологие пегматитовые жилы и линзы, слабо дифференцированные и не содержащие кварцевых ядер, как правило, не обнаруживают кристаллов флюорита и горного хрусталя. В прямой зависимости от размеров пегматитового тела, его кварцевого ядра и полевошпатовой зоны находится величина минерализованных погребов. В ассоциации с кристаллами флюорита и кварца в полостях встречаются топаз, апатит, мусковит и др.

Так, одно из промышленных пегматитовых тел, изученных Б.Д. Эфросом (рис. 72), представляет сложное образование, крутопадающее внизу, с пологой верхней частью, локализованное подобно многим другим в прикровлевой эндоконтактовой зоне крупного гранитоидного плутона. В плане это тело округлое с

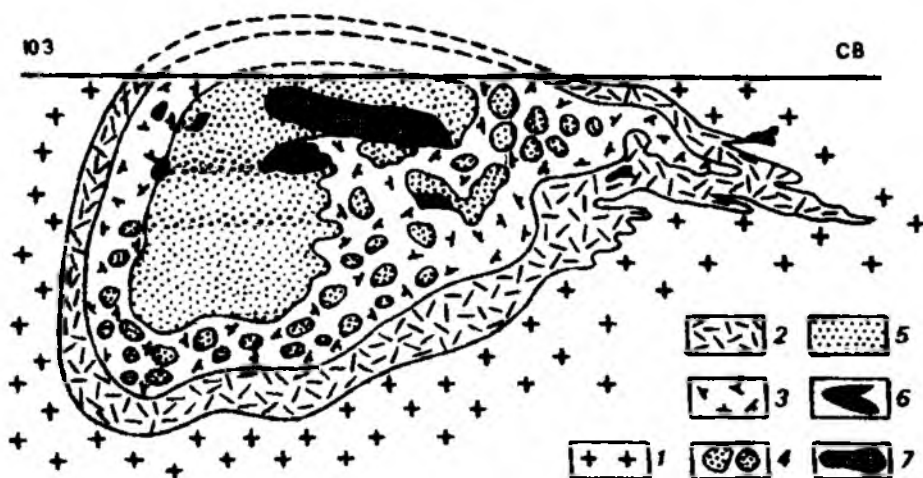


Рис. 72. Схематический геологический разрез через пегматитовое тело месторождения оптического флюорита (по В.Д. Эфросу):

1 — граниты лейкократовые, среднезернистые; 2 — зона графического пегматита; 3 — полевошпатовая зона; 4 — блоковая зона; 5 — кварцевое ядро; 6 — гнезда с кристаллами плавленого шпата и оптического флюорита; 7 — гнезда с кристаллами кварца

размерами 30–35 м; его вертикальная мощность около 15 м. Центральное ядро сложено массивным серым и молочно-белым зернистым кварцем размером 12×22 м. Мощность хорошо развитой полевошпатовой зоны, выполненной кристаллами микроклинпертита, достигает 6 м. Мощность периферической графической зоны колеблется от 0,5 до 1 м. Гигантские кристаллы кварца и микроклина, образующие пегматоидную (крупноблоковую) зону, развиты локально — в северо-восточной верхней части пегматитового тела.

Минерализованные полости размером до 1,5 м в поперечнике чаще имеют округлую, иногда вытянутую форму, тяготея к контакту кварцевого ядра и полевошпатовой зоны. Стенки инкрустированы кристаллами кварца (мориона, раухтопаза и горного хрусталя), реже флюорита. В парагенезисе с ними находятся мусковит, жильбертит, хлорит и альбит.

Флюоритовые кристаллы иногда обнаруживают 1–2 плоские грани, чаще имеют облик желваков и глыб с ноздреватой изъеденной поверхностью, но с монокристалльной внутренней структурой. Размер таких желваков колеблется от сантиметров до нескольких дециметров. Редко встречаются плохо образованные октаэдрические, кубические и кубооктаэдрические формы. Наряду с прозрачными бесцветными кристаллами на месторождении отмечены также бледно-голубые, фиолетовые, зеленые, желтые, темно-синие и другие образования. Одни кристаллы могут иметь однородную окраску, другие — пятнистую.

Главным дефектом кристаллов флюорита является наличие мелких трещин по спайности. Включения, приуроченные к таким трещинам, окружены фиолетовыми “двориками”. При разработке этого тела был получен оптический флюорит хорошего качества.

Взаимоотношения погребов и занорышей с пегматитовыми зонами показывают, что образование этих полостей с кристаллами кварца и флюорита происходило после формирования пегматитового тела; оно связано с растворением и выщелачиванием полевого шпата гидротермальными растворами, поступавшими вдоль трещин. Пегматиты возле гнезд несут следы интенсивной гидротермальной переработки.

Как показали Я.П. Самсонов и А.К. Савельев, основная масса флюорита в казахстанских пегматитах сформировалась в температурном интервале 350–150 °С. Оптимальные температуры кристаллизации оптического флюорита 240–150 °С. Одновременно с флюоритом вплоть до температуры 70 °С в погребках происходило образование зональных кристаллов кварца, а также явления

гидротермального выщелачивания, замещения и переотложения компонентов внутренних зон (альбитизация и грейзенизация микроклина и др.).

13.3. Исландский шпат CaCO_3

Исландский шпат CaCO_3 представляет собой прозрачную разновидность кальцита в виде кристаллических индивидов или сростков кристаллов, которые в зависимости от примесей марганца, железа, магния, реже бария, свинца, стронция и битумов окрашены в желтый, розовый, бурый и другие цвета. Кристаллы исландского шпата, которые хотя бы частично лишены трещин, инородных включений и являются оптически однородными, относятся к оптическому кальциту.

Кальцит кристаллизуется в тригональной сингонии, он легко раскалывается на блоки, обладая совершенной спайностью по ромбоэдру. Минерал хрупок, его твердость 3 по шкале Мооса, плотность $2,71 \text{ г/см}^3$, при температуре около 800°C разлагается на CaO и CO_2 .

Использование исландского шпата в оптической промышленности основано на его оптической однородности, очень высоком двупреломлении в сочетании с прозрачностью и проницаемостью для ультрафиолетовых и видимых лучей света. Из него изготавливают поляризационные призмы, лучеразводящие пластины и цилиндры, бифокальные линзы и многие детали поляризационных микроскопов, фотометров, интерферометров, поляриметров и др.

Стандартным сырьем исландского шпата являются пластины, блоки и спайные ромбоэдры. Пластина — часть кристалла между плоскостями распила, ориентированными относительно его оптической оси. Блок — пластина толщиной вдоль оптической оси кристалла свыше 30 мм. Спайный ромбоэдр — часть кристалла, ограниченная четырьмя (и более) плоскостями спайности и его естественными гранями. Доля бездефектного оптически пригодного материала в пластинах и блоках должна превышать 20%, а в ромбоэдрах — 50%. Минимальный размер бездефектной области — куба — должен быть $10 \times 10 \times 10 \text{ мм}$ (одно ребро параллельно оптической оси); минимальная толщина пластин 10 мм; минимальные размеры ромбоэдров $29 \times 29 \times 9$ и $18 \times 18 \times 14 \text{ мм}$. Исландский шпат всегда является одним из самых поздних продуктов гидротермального процесса, кристаллизуясь в открытых полостях горных пород, богатых кальцием: известняков, базальтов, диабазов и др.

Месторождения исландского шпата находятся на древних платформах и связаны с породами трапповых формаций. Они могут

быть приурочены к базальтовым покровам, к пластам и линзам туфогенных пород, к рвущим субвулканическим телам диоритов, представляя единый геолого-промышленный тип: низкотемпературные гидротермальные шпатоносные тела в траппах. Скопления кристаллов исландского шпата ассоциируют с Na- и Na-Ca-цеолитами, анальцимом, халцедоном и монтмориллонитом.

Шпатоносные тела в базальтовых покровах локализуются в структурах коробления миндалекаменных базальтов, а также в горизонтах и линзах шаровых лав. Это главный геолого-промышленный подтип месторождений, представленный залежами протяженностью до 1 км при мощности в первые метры. Исландский шпат высокого и среднего качества.

Шпатоносные тела в туфогенных породах (второй геолого-промышленный подтип) связаны с зонами дробления, протяженностью до 400–500 м при мощности 2–10 м. Качество кристаллов невысокое обычно из-за присутствия в них твердых и газовой-жидких включений.

Шпатоносные тела, связанные с рвущими телами долеритов (третий геолого-промышленный подтип), контролируются зонами разломов. Протяженность тел до 300 м при мощности до 10 м. Качество кристаллов низкое. Однако в трещиноватых и брекчированных апикальных частях долеритовых тел могут появляться богатые шпатоносные тела с высококачественными кристаллами.

Классическим примером рассматриваемого геолого-промышленного типа являются многочисленные месторождения исландского шпата Сибирской платформы. Они также присутствуют на Тимане, а за рубежом промышленная кальцитонность известна среди траппов Карру Южно-Африканской платформы, палеогеновых базальтов Декана Индийской платформы и других регионов.

Второй, резко подчиненный геолого-промышленный тип месторождений исландского шпата представлен сериями мелких (до 15 м) телетермальных кальцитовых жил и тел в разломах и линейных карстовых полостях среди карбонатных пород. Такие, по существу, мономинеральные образования с ничтожным количеством сульфидов, флюорита и барита имеют в составе единичные полости с кристаллами исландского шпата, заполненные глиной. Кристаллы замутненные и белые; прозрачные участки находятся преимущественно по их периферии. Размер кристаллов может достигать десятков сантиметров. Месторождения этого типа известны на Северном Кавказе и Южном Тянь-Шане, возраст этой минерализации и ее связь с конкретными магматическими комплексами определенно не установлены.

В составе крупнейшей в мире Среднесибирской кальцитоносной провинции, охватывающей районы развития раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы, подавляющее большинство месторождений оптического кальцита находится в пределах Тунгусской синеклизы. Эта региональная структура образована субгоризонтальными вулканогенно-осадочными и эффузивными породами нижнего триаса, перекрывающими песчано-глинистые угленосные отложения карбона и перми, а также карбонатные образования нижнего и среднего палеозоя.

В бассейне Нижней Тунгуски мощную лавовую толщу, включающую базальты и шаровые лавы с прослоями туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, подразделяют на нидымскую, кочечумскую и ямбуканскую свиты. Промышленная кальцитовая минерализация фиксируется среди базальтов нидымской свиты нижнего триаса, а также среди вулканогенно-обломочных пород корвучанских свит и субвулканических рвущих трапповых тел.

Нижнетунгусские месторождения локализуются в лавовых покровах нидымской свиты, отличающейся от залегающих выше кочечумской и ямбуканской свит внутренней неоднородностью своих покровов, сложенных линзами шаровых лав, мандельштейнами и миндалекаменными базальтами. Исландский шпат образует гнезда в межшаровых пустотах, а также выполняет клиновидные и неправильные трещины в мандельштейнах и миндалекаменных базальтах (рис. 73).

Типичный минеральный парагенезис: кальцит, халцедон, цеолиты (морденит и гейландит), хлорит, монтмориллонит и гидрослюда. В шаровых лавах, богатых вулканическим стеклом, преобладают цеолиты, хлорит, монтмориллонит и гидрослюда, а в лучше раскристаллизованных мандельштейнах и базальтах — натечный халцедон. Помимо этой минерализации, выполняющей свободное пространство, фиксируются и метасоматические изменения пород — хлоритизация и монтмориллонитизация, наиболее интенсивные в стекловатом материале шаровых лав, участками превращенном в монтмориллонитовую или нонтронитовую глину.

Кристаллы исландского шпата бесцветные или светло-желтые. Дефекты: включения цеолитов и монтмориллонита, а также иризирующие трещины. Гнездовой тип минерализации в шаровых лавах отличает небольшой размер кристаллов исландского шпата; наиболее высококачественные крупные кристаллы этого минерала встречаются в трещинах: масса уникальных из них достигает

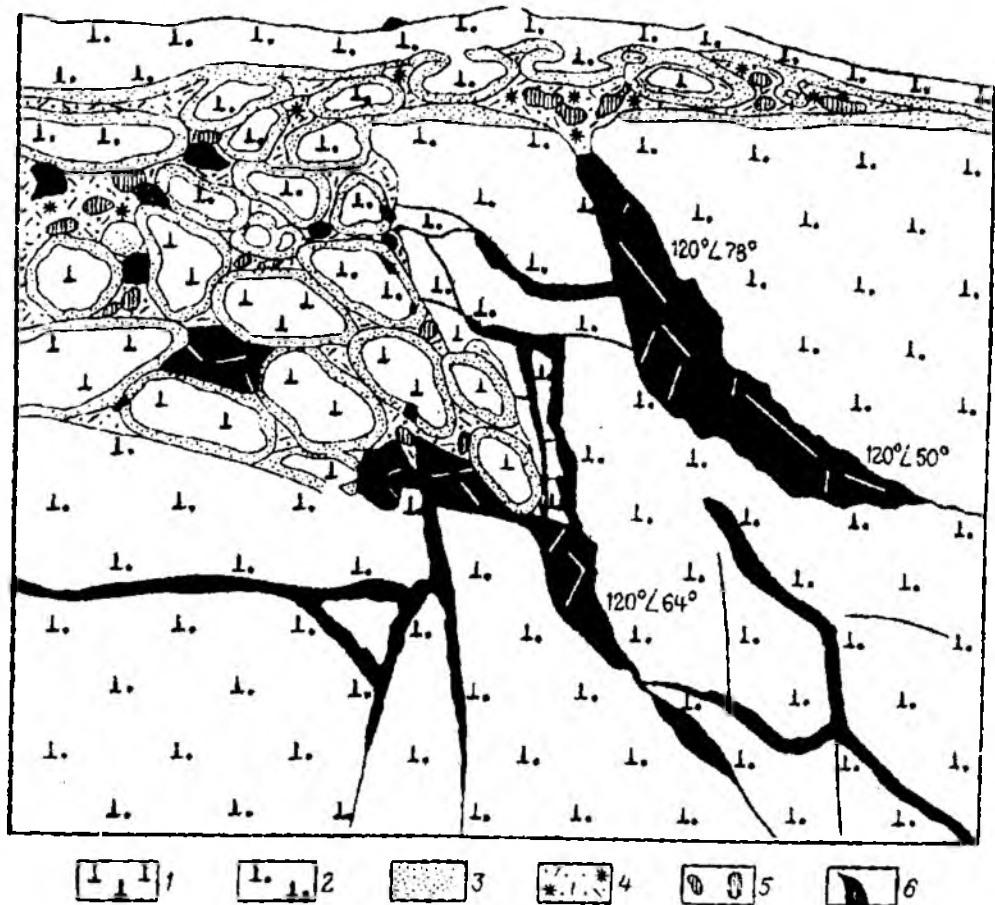


Рис. 73. Скопление исландского шпата в клиновидных трещинах миндалекаменных базальтов и в перекрывающих их шаровых лавах (по М.С. Васильевой):

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

300 кг, а полученный из них оптический кальцит обладает высоким светопропусканием в ультрафиолетовой области света.

Генетически полости, вмещающие минерализацию, являются протоэффузивными структурами, образовавшимися при короблении кровли в процессе охлаждения покрова (трещины), при излиянии лав в водную среду (межшаровое пространство), а также при застывании покрова, насыщенного летучими (следы движения газовых струй). Закономерности их распределения и механизм образования наиболее отчетливо выражены на одном из месторождений, изученном А.Н. Агеевым и Л.С. Погодиным (рис. 74).

Промышленная минерализация этого месторождения сосредоточена в третьем и четвертом базальтовых покровах нижнеиндустриальной подсистемы мощностью соответственно 12–15 и 14–18 м. Если подошва третьего покрова залегает практически горизонтально, то его кровля образует эллипсоидную депрессию с углами

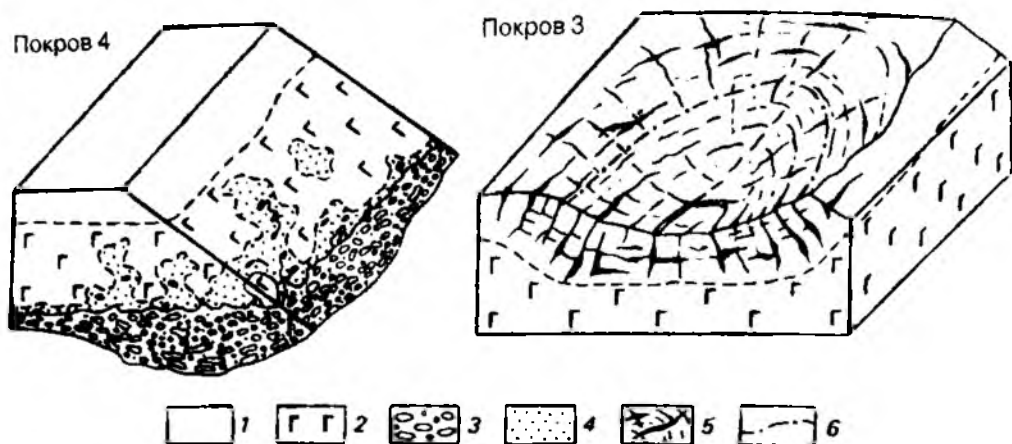


Рис. 74. Схема геологического строения месторождения исландского шпата (по А.Н. Агееву, Л.С. Погодину):

1 — базальты миндалекаменные; 2 — базальты массивные; 3 — шаровые лавы; 4 — надшаровые образования; 5 — полости — кристаллизаторы исландского шпата; 6 — стратоизогипса 209

падения от 10 до 35° и относительным понижением центральной части на 5 – 6 м. Размеры осей эллипса в плане 48 и 35 м с ориентировкой первой на северо-восток. В разрезе покрова снизу вверх массивные базальты со столбчатой отдельностью сменяются миндалекаменными и далее мандельштейнами.

Миндалекаменные базальты в пределах депрессии разбиты трещинами: concentрическими субперпендикулярными кровле и пластовыми субпараллельными ей; мощность этой зоны в центральной части депрессии возрастает на 2 – 3 м, составляя 8 м. Субперпендикулярные трещины прослеживаются по простиранию до 15 м, по падению до 7 м; величина их раскрытия, максимальная в нижней части, достигает $0,5$ м. Трещины, субпараллельные кровле, вытянуты по простиранию и падению на 2 – 3 м и имеют значительную величину раскрытия (до $0,6$ м). Места пересечения субперпендикулярных и субпараллельных трещин фиксируются полостями размером $1 \times 2 \times 2$ м.

Депрессия кровли третьего покрова заполнена шаровыми лавами мощностью 4 – 6 м в ее центральной части, являющимися основанием четвертого покрова. Полости между сфероидами (около $0,1 \times 0,2 \times 0,3$ м) частично заполнены витробазальтовой дресвой. Выше по разрезу шаровые лавы через зону надшаровых образований мощностью до 7 м сменяются массивными, а затем миндалекаменными базальтами четвертого покрова. Особенностью надшаровой зоны является наличие грибообразных полостей размером $0,3 \times 1,0 \times 2,0$ м в миндалекаменных базальтах с зоной закалки по стенкам. Такие грибообразные полости наиболее широко прояв-

лены над центральной частью эллипсовидной депрессии кровли третьего потока.

Приоткрытые полости обеих систем трещин, включая их пересечения, межшаровые пространства и грибообразные полости, характеризуются высокими содержаниями исландского шпата на этом месторождении.

По данным Е.Я. Киевленко, кристаллизация исландского шпата происходила из гидротермальных растворов при сравнительно низких температурах (180–40 °С) и давлениях (до нескольких МПа) после окварцевания и образования основной массы цеолитов; иногда одновременно с кальцитообразованием имела место окологнездовая монтмориллонитизация горных пород. Минералообразующие растворы были слабокислыми (рН 5–5,5), высокоминерализованными (в среднем 145 г/л) хлоридно-натриево-кальциево-бикарбонатными; их газовая фаза включала пары воды и углекислый газ.

Глава 14

АЛМАЗЫ

Гораздо более редкая по сравнению с графитом природная полиморфная модификация углерода — алмаз — кристаллизуется в кубической сингонии. Имея идентичный с графитом химический состав (С), алмаз благодаря иному, значительно более плотному расположению своих атомов в кристаллической решетке, характеризуется резко отличными свойствами: высочайшей твердостью (10 по шкале Мооса) и жесткостью, высоким показателем преломления (2,42), сильной дисперсией (0,063) и углом полного внутреннего отражения 24°50'. Он достаточно хрупок, что обусловлено его совершенной спайностью по октаэдру. Перечисленные оптические свойства определяют его так называемый алмазный блеск и исключительную игру цветов, возникающую при разложении белого света.

Алмаз нерастворим ни в кислотах, ни в щелочах, а поэтому устойчив в природных условиях. Он хорошо проводит тепло и плохо — электричество. Плотность алмаза 3,513 г/см³, температура плавления 3700–4000 °С, температура сгорания на воздухе 850–1000 °С. При нагревании до 1200–1500 °С без доступа воздуха алмаз переходит в графит.

В импактитах и метеоритах известна редкая мелкокристаллическая гексагональная разновидность алмаза — лонсдейлит, близкая к нему по свойствам.

Алмаз может встречаться в виде кристаллов и агрегатов. Наиболее распространенными формами кристаллов являются октаэдры и ромбододекаэдры; кристаллические агрегаты чаще всего микрозернистые и радиально-лучистые.

По окраске различают бесцветные кристаллы (“чистой воды”), бесцветные с голубым, желтым, зеленым, розовым, коричневатым и другими оттенками и окрашенные (“фантазийные”) — синие, красные, зеленые, желтые. Существует технология искусственного окрашивания алмазов путем бомбардировки их электронами высоких энергий, γ -облучением и др. Так, при γ -облучении серые разновидности алмазов становятся голубыми, а бесцветные алмазы, содержащие азот, приобретают золотистую окраску.

В кристаллах алмаза нередко твердые включения оливина, ильменита, пироба, графита и других минералов. Кроме того, в них отмечаются примеси воды, водорода, углеводородов, оксида углерода, углекислого газа и азота, выполняющие газово-жидкие включения. Различают азотные (0,25% N_2) и безазотные (до 0,001% N_2) алмазы, отличающиеся некоторыми свойствами.

Существуют два вида алмазного сырья: ювелирное и техническое. К ювелирным относят достаточно крупные кристаллы совершенной формы, окраски, исключительной прозрачности, без трещин, включений и иных дефектов. Минимальный размер ювелирных алмазов 0,05 карат (0,01 г); крупными считаются камни более 10 карат. Если масса алмаза превышает 50 карат — ему присваивается имя собственное.

Крупные алмазы распиливают, подвергают огранке и шлифовке с получением бриллиантов, при этом теряется более 50% их массы. Назначение огранки, этой в буквальном смысле ювелирной работы, — придать камню наибольший блеск и игру цветов. Стоимость бриллиантов очень высокая.

Самый крупный алмаз Куллинан (масса 3106 карат, размеры 10×6,5×5 см) голубого цвета был обнаружен в 1905 г. в южноафриканской трубке Премьер; он представлял обломок октаэдрического кристалла. После распиловки из него было получено большое количество мелких бриллиантов и два очень крупных: Звезда Африки (530,2 карат) и Куллинан-2 (317,4 карат). Общая масса бриллиантов, полученных из этого алмаза, 1063,65 карат.

Революционное изменение технологии огранки алмазов произошло в связи с внедрением лазерной техники: использование луча лазера для распиловки кристаллов экономично и почти неограниченно расширяет ассортимент огранки.

В общей массе алмазного сырья свыше 75% приходится на долю технических алмазов, среди которых различают борт, бал-

лас, карбонадо и конго. Борт — мелкие неправильные кристаллы, сростки, непригодные для ювелирных целей. Баллас — шарообразные мелкозернистые агрегаты с более твердой, чем ядро, оболочкой. Карбонадо — тонкозернистые, пористые агрегаты черного, серого или зеленоватого цветов. Конго — наиболее низкосортные мелкие алмазы, пригодные лишь в качестве абразивного материала.

Технические алмазы используются для изготовления всевозможных резцов, сверл, наконечников, подшипников, в часовом производстве, фильер для волочения проволоки, армирования буровых коронок и др. Свыше $3/4$ всех технических алмазов идет для получения порошка и на изготовление шлифовальных кругов, дисковых пил и др. В связи со все возрастающими требованиями к точности и скорости обработки металлов технические алмазы широко применяются в машиностроении, электронной, авиационной, автомобильной отраслях промышленности и др.

Дефицит природных алмазов привел в 50-х годах XX в. к появлению их синтетических аналогов, широкомасштабное производство которых налажено в США, России, ЮАР, Ирландии, Японии, Швеции, Белоруссии и Китае.

Мелкие зерна технических алмазов получают из графита при высоких температурах и давлениях в присутствии металлических катализаторов. Синтетические алмазы имеют ряд типоморфных свойств, надежно их идентифицирующих. В частности, они обычно содержат примеси железа и никеля.

Существуют технологии получения синтетических алмазов с полупроводниковыми свойствами; такие алмазы сохраняют эти свойства до температуры $550\text{ }^{\circ}\text{C}$ (в отличие от $70\text{ }^{\circ}\text{C}$ для кремния), обладают высочайшей теплопроводностью (в пять раз большей, чем у меди), стойкостью в различных агрессивных средах, высокой чувствительностью (изменение сопротивления $1000\text{--}2000\text{ Ом}$ на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$) и быстродействием при малых размерах. Эти уникальные характеристики позволяют рассматривать такие синтетические алмазы как новый материал для электроники XXI в. (создание всевозможных термосенсоров, датчиков температуры, влажности и т.п., способных работать в экстремальных условиях).

Мировая добыча природных и производство синтетических алмазов оцениваются в 500 млн кар/год, из которых на долю технических приходится около 90%. В свою очередь, среди технических алмазов доля синтетических составляет от 80 до 95%; их главными мировыми производителями являются компании “Де Бирс” и “Дженерал электрик”.

В природе образование алмазов тесно связано с продуктами платформенного магматизма — кимберлитами и лампроитами, выполняющими так называемые трубки — конусообразные, суживающиеся вниз рвущие тела округлой, эллипсовидной, реже более сложной формы в плане, прослеживаемые на значительную глубину (до 2 км и более) среди пород платформенного чехла и кристаллических образований фундамента. На примере наиболее детально изученных южноафриканских кимберлитовых трубок в их обобщенном разрезе различают кратерную, диатремовую и канальную части (рис. 75). Кратерные части выполнены обломочным материалом, поступавшим после образования трубки с ее бортов; они фиксируются лишь в немногих слабо эродированных трубках (Орапа в Ботсване, Мвадуи в Танзании). Для диатремовых частей, сложенных кимберлитами нескольких генераций и их туфами, свойственно обилие обломков различных пород. Канальные части образованы массивными или флюидальными кимберлитами с отчетливым ороговикованием в экзоконтактах.

Возраст большинства южноафриканских трубок — меловой; исключение составляют докембрийские образования района Претории (трубка Премьер и др.). Кимберлитовый магматизм на Сибирской платформе также проявлялся неоднократно, вероятно, от позднего протерозоя (синия) до юры. Еще более широкий возрастной диапазон от протерозоя до миоцена отличает кимберлиты и лампроиты Западной Австралии.

В общем случае кимберлиты представляют собой обычно серпентинизированную и карбонатизированную ультраосновную породу с повышенным содержанием щелочей (при преобладании калия над натрием), глинозема и титана, имеющую порфировую либо кластически порфировидную структуру с вкрапленниками оливина в окружении тонкозернистого агрегата серпентина, талька, кальцита, флогопита, перовскита, магнетита, ильменита, апатита и др. Характерной чертой кимберлитов является присутствие в них обломков вмещающих терригенных, карбонатных и трапповых пород чехла, высокометаморфизованных образований кристаллического фундамента, глубинных мантийных ксенолитов элогитовой и перидотитовой магм, а также автолитов — округлых включений кимберлитов ранних генераций; типоморфные акцессорные минералы кимберлитов включают пироп, хромдиопсид, хромшпинелиды, энстатит, пикроильменит и другие, а также алмазы. В лампроитах значительно повышается роль калия и появляется лейцит.

Несмотря на ряд дискуссионных вопросов в проблеме генезиса кимберлитов и лампроитов, считается установленным, что соот-

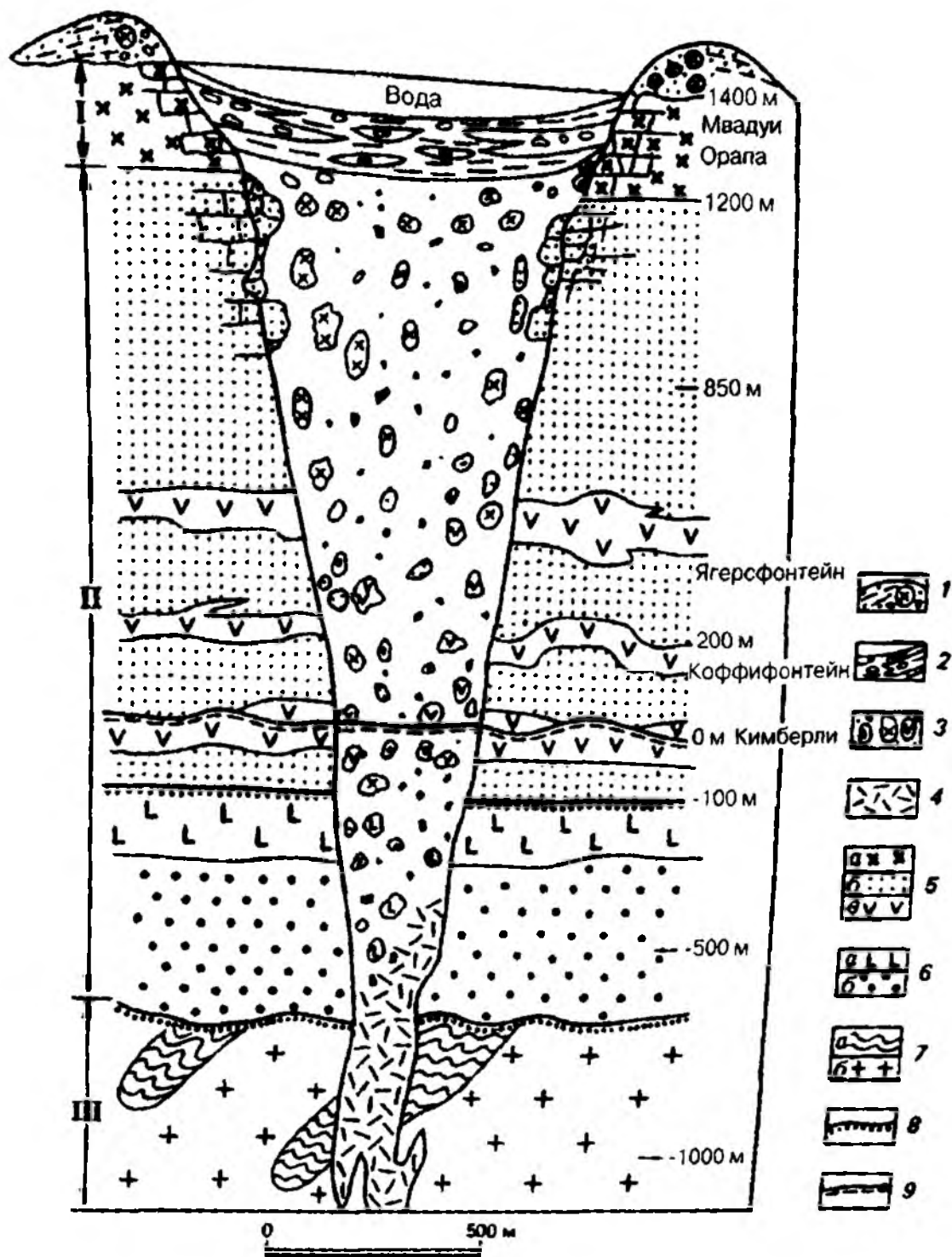


Рис. 75. Графическая модель южноафриканских кимберлитовых трубок (по Дж. Хаусону с упрощением):

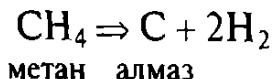
1 — туфы вулканического конуса; 2 — кратерные осадки; 3 — взрывные кимберлитовые брекчии (агломераты, туфы); 4 — интрузивные брекчии и кимберлиты; 5 — породы системы Карру (C_3 —P—T); а — основные лавы, б — сланцы, песчаники, в — долериты; 6 — система Вентесдорп (PR_1): а — андезитовые лавы, б — конгломераты, кварциты; 7 — первичная система (AR): а — сланцы, б — гранито-гнейсы; 8 — границы систем; 9 — современная поверхность трубок и силлов в поле Кимберли. Части трубок: I — кратерная; II — диатремовая, III — канальная

ветствующие магмы поступали из глубинных мантийных очагов, о чем свидетельствуют, в частности, ксенолиты эклогитового и перидотитового слоев верхней мантии. Взрывной, многостадийный

характер заполнения трубок магматическим материалом подчеркивается появлением в них ксенолитов вмещающих пород кристаллического фундамента на значительно более высоких гипсометрических уровнях, морфологией и внутренним строением самих трубок, наличием автолитов и др. Некоторые исследователи полагают, что протокимберлитовая магма на своем пути вверх частично ассимилировала обломки различных пород и таким образом предопределила гибридный характер кимберлитовых пород в трубках.

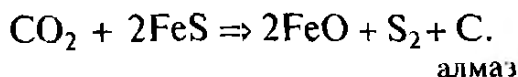
Вопрос об образовании самих алмазов в трубках решается неоднозначно. По экспериментальным и теоретическим данным (Кокс и др.), инверсионная кривая графит–алмаз достигает значений 35 кбар и 800 °С, что соответствует глубинам 100–110 км на континентах; это принимается за верхнюю границу кристаллизации алмаза. Поскольку в нем устанавливаются включения коэсита, а не более глубинного стишовита (две высокотемпературные и высокобарические модификации кремнезема), нижним пределом кристаллизации алмаза является глубина около 300 км, эквивалентная кривой инверсии указанной минеральной пары.

В связи с этим большинство геологов связывают образование алмазов с мантийными условиями за счет, например, углеводородов:



либо в процессе генерации и последующей эволюции богатой водой и углекислотой флюидизированной кимберлитовой магмы, либо значительно ранее среди пироповых перидотитов и эклогитов, ассимилированных впоследствии указанной магмой. В пользу второго варианта приводятся данные изотопной геохронологии о более древнем возрасте алмазов, чем вмещающих их кимберлитов (например, для месторождений Южной Африки), а также различия в изотопном составе углерода алмазов “перидотитового” и “эклогитового” типов.

Ряд геологов (В.С. Трофимов и др.) считают, что кимберлиты формировались на глубине 3–5 км в промежуточных магматических камерах щелочно-ультраосновного вулканизма, а алмазы в них кристаллизовались за счет свободного углерода либо углекислоты с участием сульфидов как катализаторов:



Некоторые исследователи (А.И. Боткунов, К.М. Алексеевский и др.), ссылаясь на присутствие пироба и других минералов-

спутников во вмещающих кимберлитовые трубки породах, допускают постмагматический генезис алмаза из гидротермально-газовых флюидов.

Высокая стойкость алмазов к химическим и физическим агентам позволяет минералу накапливаться в продуктах выветривания кимберлитов и лампроитов и образовывать россыпи различных генетических типов: элювиальные, делювиальные, аллювиальные и морские.

При выветривании в условиях теплого и влажного климата выше уровня грунтовых вод кимберлит разрушается, гидратируется и, сохраняя первичную структуру породы, приобретает темную синевато-зеленоватую окраску ("синяя земля" — "blue ground"); дальнейшее разрушение и окисление превращают его в дезинтегрированную землистую массу, окрашенную гидроксидами железа в желтый цвет ("желтая земля" — "yellow ground") с зернами граната, пикроильменита, хромшпинелидов и других устойчивых минералов, включая алмаз. В южноафриканских трубках мощность зоны "синей земли" может достигать 60 м и более, а перекрывающей ее зоны "желтой земли" — 20 м. В условиях холодного арктического климата элювий кимберлитов представлен мелкой щебенкой и дресвой мощностью до 3–5 м.

Источниками россыпей могут являться не только алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки, но и другие алмазоносные породы, включая осадочные (ископаемые россыпи). Благодаря более легкому разрушению низкосортных алмазов при транспортировке, алмазы из россыпей по сравнению с трубками отличаются повышенной сортностью (природное обогащение).

В настоящее время главным геолого-промышленным типом месторождений алмазов является собственно магматический — кимберлитовые и лампроитовые трубки (реже дайки), вторым — современные и древние россыпи различного генезиса. Кроме того, следует иметь в виду ударнометаморфический (в метеоритных кратерах, образованных импактитами) и динамометаморфический (в линейных зонах и линзовидных телах среди гнейсов и метасоматитов) генетические типы алмазной минерализации с намечающейся промышленной значимостью.

Кимберлитовые и лампроитовые трубки, сложенные как массивными, так и разнообразными обломочными образованиями (туфами, туфобрекчиями, туффизитами, эруптивными брекчиями), обычно характеризуются гнездово-кластерным распределением, подчиненным зонам глубинных разломов и их пересечений в кристаллическом фундаменте окраинных частей древних платформ и их складчатых обрамлений. Далеко не все трубки

являются алмазонасными. Площади выхода наиболее крупных из них на поверхность (или под покров вышележащих слоистых толщ) достигают десятков-первых сотен гектаров (самая крупная кимберлитовая трубка Мвадуи в Танзании достигает размеров на поверхности 2525×1068 м), глубина разработки — сотни, редко до 1000 м. Очень богатые трубки содержат 3–4 карата алмазов на 1 т кимберлита. Обычно содержания алмазов в трубке с глубиной снижаются. В настоящее время минимальные промышленные содержания в южноафриканских трубках составляют около 0,1 кар/т. Самая верхняя выветрелая часть трубок (“желтая земля”) наиболее обогащена алмазами по сравнению с ниже залегающей синей землей и неизмененным кимберлитом.

Алмазонасные кимберлитовые трубки известны в Южной Африке (Премьер, Коффифонтейн, Кимберли, Ягерсфонтейн, Де Бирс, Финш, Весселтон, Дютойтспен, Булфонтейн, группа Венеция и другие в ЮАР, Летсенг-ла-терае, Као и другие в Лесото, Орапа и Джаваненг в Ботсване, Мвадуи в Танзании, Ривер Ранч в Зимбабве и др.), на Сибирской (Мир, Удачная, Зарница, Ленинградская, Ботуобинская, Нюрбинская, Айхал и др.) и Восточно-Европейской (Архангельская, им. Карпинского-1,2, Пионерская, Поморская, им. Ломоносова, им. В. Гриба и др.) платформах в России. Они известны также в Анголе (Катока), Заире (Бакванга), Сьерра-Леоне, Бразилии, Индии (Маджгаван), Китае (Шенгли), Венесуэле, Канаде и других странах, где являются источниками современных и ископаемых россыпей. Лампроитовые трубки в конце XX в. выявлены в Западной Австралии; одна из них (АК-1) разрабатывается. Практически в то же время в районе Снэп Лейк (провинция Слейв, Канада) был выявлен дайковый комплекс, сложенный необычными алмазонасными гипабиссальными массивными кимберлитами с участками автолитовых брекчий и существенно карбонатных пород промежуточного между кимберлитами и карбонатитами состава. По данным Н.П. Похиленко, Н.В. Соболева и Н.Н. Зинчука, только часть одной пологой дайки (силла?) этого комплекса имеет запасы алмазов, стоимость которых в полтора раза превышает таковую для крупнейшего в стране месторождения Экати, объединяющего пять кимберлитовых трубок. Наряду с тем, что рудные тела представлены здесь не трубками, а дайками, сами кимберлиты при полном отсутствии пикроильменита содержат более чем на порядок меньшие концентрации других индикаторных минералов — пироба и хромшпинелидов.

Среди россыпных месторождений алмазов главнейшими по промышленной значимости являются современные аллювиаль-

ные и морские. В первых алмазы концентрируются в гравелитах и галечниках речного русла, поймы и террас; максимальные их концентрации фиксируются в приконтактной части залежей. Содержание алмазов заметно снижается по мере удаления от коренных источников (обычно кимберлитовых тел). Протяженность таких россыпей может достигать десятков километров, ширина — десятков-первых сотен метров, мощность — метры, средние содержания алмазов в них местами могут достигать десятков карат и более.

Классическими районами современных аллювиальных россыпей являются Касаи-Лунда (верхнее и среднее течение р. Касаи и ее притоки на территории Заира и Анголы), Западная Африка (Сьерра-Леоне, Гана, Гвинея, Мали, Либерия и др.), штаты Минас-Жераис (близ Диамантины), Мато Кроссо и Баия в Бразилии, р. Ориноко и ее приток Карони в Венесуэле. К этому типу россыпей относится Иреляхская на Сибирской платформе, а также Смоук-Крик и Лаймстон-Крик в Западной Австралии.

Выдающимися мировыми представителями морских россыпей являются образования атлантического побережья Южной Африки на территории ЮАР и Намибии.

Ископаемые россыпи алмазов самостоятельного значения для добычи обычно не имеют. Они могут разрабатываться совместно с современными (Касаи-Лунда) либо при попутной добыче (золотоносные конгломераты Витватерсранд в ЮАР). Однако ископаемые россыпи могут являться источниками формирования современных россыпей.

Алмазная минерализация ударнометаморфического типа, выявленная в конце 60-х годов XX в. (В.Л. Масайтис и др.) в импактитах Попигайского метеоритного кратера, обусловлена, как полагают, твердофазовым переходом присутствовавшего в породах графита при шоковых давлениях, возникающих при ударе космического тела. Морфология мельчайших зерен импактитных алмазов нередко унаследуется от формы зерна замещаемого графита; иногда они представлены лонсдейлитом. В настоящее время производится оценка перспектив алмазоносности и технического использования выявленных импактных алмазов в Карской астроблеме — круговой морфоструктуре диаметром 55–60 км, установленной на юго-востоке Югорского полуострова.

В те же 60-е годы среди метаморфитов зерендинской свиты докембрия Кокчетавского массива Казахстана были установлены (А.А. Заячковский, Ю.А. Полканов и др.) микрокристаллы алмаза кубического, скелетного и сфероидального габитуса. В высо-

кобарном парагенезисе с ними находятся графит повышенной плотности, фенгит, циркон, дистен, гранаты альмандин-гроссулярового ряда, сфен, клинопироксены. Приводится все больше данных в пользу динамометаморфического генезиса этих алмазов: они кристаллизовались в твердом породном субстрате, обогащенном углеродистым веществом при сдвиговых деформациях, обусловивших (за счет стресса) локальное достижение необходимых высоких Р-Т условий. Разведанное здесь Кумдыкольское месторождение технических алмазов отнесено к разряду крупных.

Ведущими странами по добыче алмазов являются Австралия, Заир, Ботсвана, Россия, ЮАР. На их долю в 1990 г. пришлось около 94% мировой добычи. Однако по стоимости добытой продукции ранжировка этих стран была иной: Россия, Ботсвана, ЮАР, Австралия, Заир. В настоящее время на пятое место по стоимости добытых алмазов вышла Канада, на территории которой выявлено свыше 500 кимберлитовых трубок и даек.

Алмазоносные кимберлиты Лесото

На африканском континенте основная масса кимберлитов и их наивысшая плотность свойственны кратону Калахари, захватывающему частично или целиком территории ЮАР, Намибии, Лесото и Ботсваны. Здесь в свою очередь наиболее впечатляюще выглядит субширотная зона (как полагают, крупная тектоническая структура глубокого заложения) размерами 600×280 км от Постмасбурга (ЮАР) на западе до Северного Лесото включительно на востоке (так называемый тренд Лесото). Кластерное очаговое распределение кимберлитов в этой зоне обусловлено ее пересечениями с субмеридиональными структурами фундамента.

Восточный фланг указанной зоны соответствует северной части Лесото — небольшой южноафриканской страны, находящейся в окружении ЮАР. На этой территории выявлено 17 трубок, 21 дайкоподобное тело и свыше 200 даек кимберлитового состава, причем две алмазоносные трубки Летсенг-ла-терае и Као входят в десятку крупнейших в мире, а в первой из них найдены крупные ювелирные алмазы высшего качества.

Стратиграфо-литологический разрез района Северного Лесото представлен (снизу вверх) почти горизонтально залегающими глинистыми сланцами, аргиллитами (Верхне-Бофортские слои и слои Молтено), красноцветными отложениями (слои Ред-Бедз) и песчаниками Кейв, обнажающимися на западе страны в ее низменной части и перекрывающимися в горах на востоке пластами толентовых базальтовых лав (слои Дракенсберг) мощностью до

1600 м. Осадочные породы и нижние горизонты лав рассечены многочисленными подводящими дайками и силлами долеритового состава, а также серией агломератовых некков, фиксирующихся и в верхних горизонтах лав.

Весь этот разрез триасово-юрских пород платформенного чехла соответствует верхней части формации Карру (пермь-юра), залегающей с резким угловым и стратиграфическим несогласием на докембрийском кристаллическом фундаменте. Наиболее молодые магматические образования — кимберлиты мелового возраста — повсеместно прорывают породы формации Карру. В равнинных пенепленизированных участках развиты глины, алевроиты и галечники четвертичного возраста.

Отдельные кимберлитовые трубки локализованы в местах пересечения разломов запад-северо-западного направления с западно-западными зонами трещиноватости. Большая часть кимберлитовых даек характеризуется мощностью до 1 м, а дайкоподобных тел — от 8 до 35 м. Диаметр мелких кимберлитовых трубок, включая и сателлитные (побочные), 70–200 м, а крупных 200–500 м.

Кимберлитовая трубка Летсенг-ла-терае (рис. 76), состоящая из главной и сателлитной, расположена на высоте 3100 м над уровнем моря. Главная трубка, обнаруженная в 1957 г. при картировании поверхности, представляет собой эллиптическое тело площадью 15,9 га (540×365 м); контакты с вмещающими ее базальтами — круто падающие (83°) к центру трубки, резко выраженные. По имеющимся данным, трубка выклинивается на глубине около 1350 м, что приблизительно соответствует основанию вмещающих базальтовых слоев Дракенсберг.

Признаков смятия и химического изменения вмещающих пород в экзоконтакте не наблюдается. Кимберлиты в зоне эндоконтакта (мощностью до 1,3 м) сильно рассланцованы, милонитизированы и содержат многочисленные кальцитовые прожилки; они резко переходят в неизменные разновидности.

Верхняя часть трубки сложена так называемым мягким кимберлитом (“синяя земля”) мощностью более 20 м, перекрытым однометровой зоной окисленного кимберлита (“желтая земля”), выше которого в свою очередь находится пласт базальтового графия максимальной мощностью до 5 м с локальными прослоями переотложенного измененного кимберлита, содержащего крупные кристаллы алмазов.

В диатремовой части трубки выделено восемь различных типов кимберлитов (K1–K8), имеющих между собой в большинстве случаев субвертикальные секущие контакты. Эти кимберлиты представляют в различной степени измененные туфоподобные породы

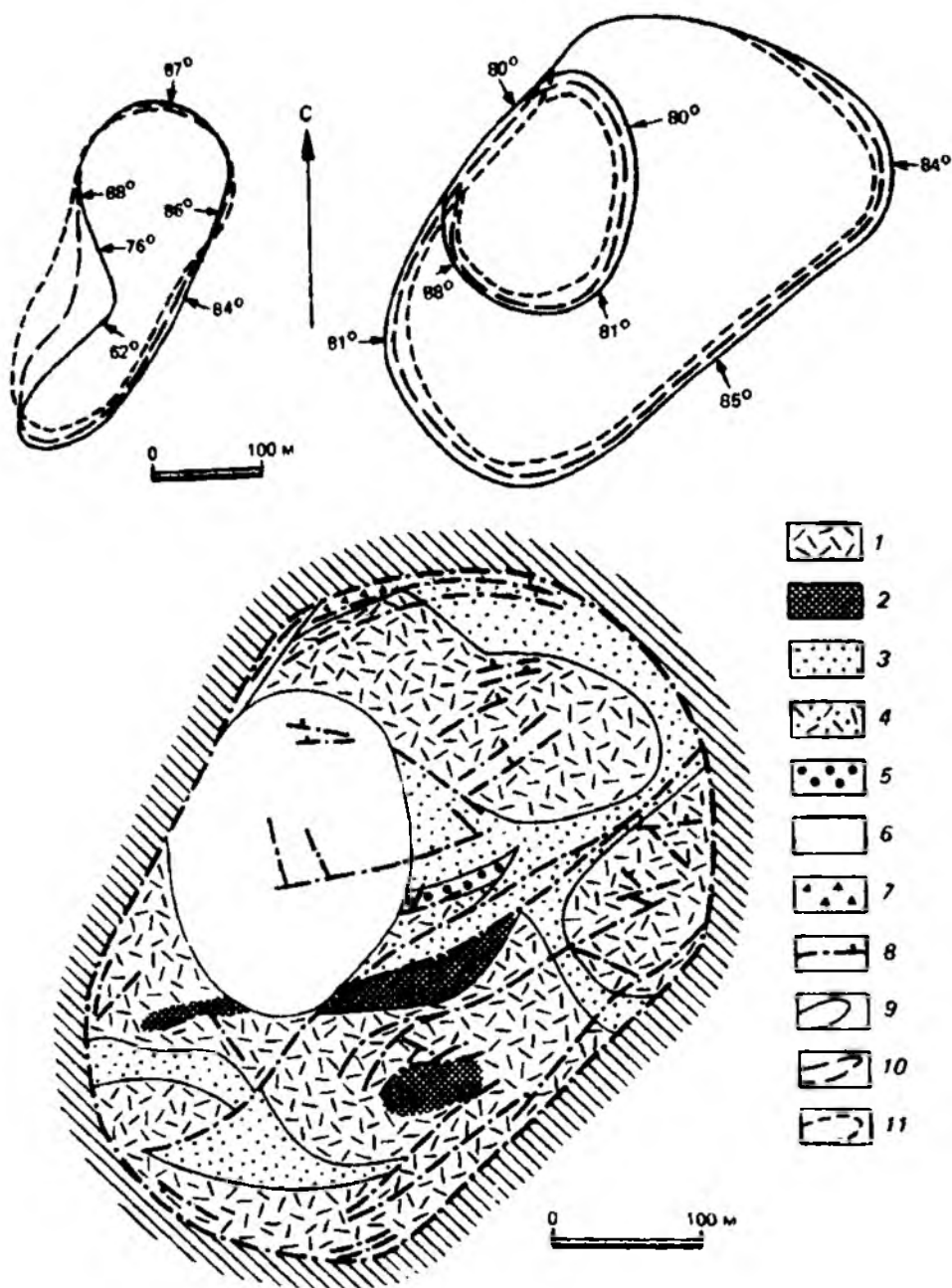


Рис. 76. Кимберлитовая трубка Летсенг-ла-терае (Лесото) (по Л. Никсону).

Вверху — контуры главной и сателлитной трубок на трех горизонтах. Внизу — внутреннее строение главной трубки на горизонте 60 м от дневной поверхности. Типы кимберлитов: 1 — К1 голубовато-серые; 2 — К2 коричневые; 3 — К3 серые; 4 — К4 неизменные; 5 — К5 тонкозернистые дунитовые; 6 — К6 зеленовато-серые серпентинизированные; 7 — К7 темные и темно-сери-зеленые; 8 — разломы и их падения. Геологические контуры (вверху): 9 — на поверхности, 10 — на глубине 75 м, 11 — на глубине 160 м.

Примечание. 1. Кимберлиты К8, отсутствующие на рисунке, образуют округлые мелкие (до 10 мм) ксенолиты лав и редких серпентинизированных оливинов, находящиеся в сильно оталькованном палевом яблочно-зеленом материале. 2. На верхнем рисунке цифрами показаны углы падения контактов, замеренные в местах, указанных стрелками

с фенокристами серпентинизированного оливина, реже энстатита и слюды в тонкозернистой основной массе слюды, серпентина и др. (табл. 21).

Наиболее важные в промышленном отношении кимберлиты К6 слагают отчетливую, резко выделяющуюся локальную диатрему внутри трубки, имеющую на поверхности овальную форму (245×185 м) в плане и коническую в разрезе с углами падения контактов 80–88°; предполагается, что ее выклинивание находится на глубине около 700 м. Это мягкая, рыхлая зеленовато-серая до коричневой порода с фенокристами измененного оливина и спорадического ортопироксена в тонкозернистой основной массе, содержащая обломки всех других типов кимберлитов, за исключением самых молодых К5, образующих внутри этой локальной диатремы кольцевую дайку. В кимберлитах К6 многочисленны (до 15%) обломки базальтовых лав до 2 м в поперечнике, причем их число увеличивается к центру структуры. Из других ксенолитов здесь гораздо чаще, чем в других местах главной трубки, встречаются различные породы кристаллического фундамента и

Таблица 21

Относительная распространенность включений пород и минералов в главной (К1–К7) и сателлитной (КА–КJ) трубках Летсенг-ла-терае

(по Х. Никсону)

Включения пород, минералов	Типы кимберлитов						
	К1, К3	К2	К4	К5	К6	К7	КА–КJ*
Базальтовые лавы	++++	++++	++	+	++++	++++	от ++ до +++
Песчаники, сланцы, мергели	++	++	+	+	+++	–	+++
Породы фундамента (гнейсы, сланцы, гранулиты и др.)	+	++	–	–	++	–	+
Ультрабазитовые нодули	+	+	–	–	++	++	от + до ++++
Гранаты, г/т	260	100	130	8	690	1680	20
Ильменит, включая примеси хромита, г/т	112	50	3	5	25	–	15
Хромдиопсид, г/т	5,4	0,2	3,3	–	3,2	7,7	1

Примечание. + — редко, ++++ — обильно; * — в кимберлите КJ включения пород отсутствуют.

гранатовые перидотиты. Количество граната в центральной части локальной диатремы повышается в три раза (до 690 г/т) по сравнению с периферическими, а концентрация ильменита, наоборот, снижается до 8 г/т по сравнению с 60 г/т в краевых частях.

Сателлитная трубка, расположенная в 400 м западнее главной, на поверхности имеет головастикоподобную форму длиной 425 м и максимальной шириной 130 м (площадь 4,7 га). По данным бурения контакты с вмещающими базальтами резкие, близкие к вертикальным. Трубка пересечена субширотной кимберлитовой дайкой мощностью 0,5 м. В ее составе выделяется девять различных типов кимберлитов (КА–КJ), отличающихся по цвету, минеральному составу и другим признакам, однако с неясными взаимоотношениями.

Кимберлиты как главной, так и сателлитной трубки алмазодобны. Несмотря на низкие содержания, составляющие 3,09 карат на 100 т кимберлитов (по сравнению с 27,62 карат на 100 т кимберлитов в трубке Премьер, ЮАР), разработка трубки Летсенг-ла-терае рентабельна благодаря высокому относительному выходу крупных алмазов: 13% всей продукции составляют камни размером более 10 карат. За полуторагодовой период с середины 1977 до конца 1978 г. на руднике было добыто более 100 алмазов массой свыше 20 карат каждый, масса наиболее крупного из них составила 213 карат. Окраска алмазов различна и варьирует от светло-коричневых и палево-желтых (преобладают) до бесцветных со слабым желтоватым оттенком тонов; встречаются единичные темно-коричневые и ярко-желтые кристаллы.

Преобладают округлые додекаэдрические и уплощенно-додекаэдрические формы с подчиненным развитием переходных от октаэдров к додекаэдрам форм и единичными случаями октаэдрических. Кубические и кубооктаэдрические формы практически не устанавливаются. Двойники обычны, кристаллические агрегаты фактически отсутствуют. Включения в алмазах представлены преимущественно темноокрашенным графитом и наиболее обычны в коричневых разновидностях. На поверхности более крупных кристаллов нередко фиксируются параллельная штриховка и грубо округлые депрессии, проявляющиеся при травлении.

Трубка Летсенг-ла-терае до 1967 г. разрабатывалась старателями, добывшими в ее приповерхностной части из переотложенных измененных кимберлитов 6200 карат алмазов. Ими были найдены два очень крупных кристалла массой 527 и 601,25 карат. С 1967 по 1977 г. осуществлялась разведка трубки скважинами и подземными выработками (штольнями), после чего транснациональная компания Де Бирс (75% акций) и правительство Лесото (25%)

приступили к разработке трубки с ежегодным объемом добычи около 50 тыс. карат алмазов. В конце 1982 г. в связи со снижением спроса на алмазы на мировом рынке рудник Летсенг-латерае был признан убыточным и закрыт.

В результате комплексных геолого-минералого-геохимических исследований кимберлитовых трубок Лесото, проведенных южноафриканскими геологами (Никсон и др.), впервые была надежно установлена их утоняющаяся вниз форма, первоначально увенчивавшаяся кратерами. Показано, что внедрявшаяся кимберлитовая магма была по своему состоянию кристаллогрязевой с присутствием флюидной и жидкой расплавной фаз, способной привносить мантийные ультраосновные ксенолиты массой свыше 400 кг на высоту более 100 км; в то же время в этой магме на уровне диатремовой части трубок происходило опускание ксенолитов, масса которых превышала десятки тонн. По особенностям состава ядер кимберлитовых автолитов, а также ультрабазитовых глубинных ксенолитов установлено, что среди тех и других имеются как мантийные, так и коровые образования. Наиболее глубинные твердые фазы кристаллогрязевых магм — клинопироксен-ильменитовые срастания — являлись продуктом эвтектической кристаллизационной дифференциации магмы при температурах около 1200 °С и вероятных давлениях 50–60 кбар (150–190 км).

Алмазоносные россыпи Атлантического побережья Южной Африки

Вдоль Атлантического побережья Южной Африки к северу от устья р. Оранжевой широко развиты неконсолидированные морские отложения плейстоцен–четвертичного возраста. Они перекрывают докембрийские сланцы и кварциты серии Гарип и в своем составе вместе с минералами тяжелой фракции обнаруживают алмазы. По условиям образования эти осадки представляют собой отложения пляжей и береговых валов, поднятых последующими тектоническими движениями на высоту до 115 м с образованием террас.

Террасы в виде узких и длинных полос могут отстоять от берега на расстояние до 10 км; они сложены грубым галечником и конгломератом, перекрытыми эоловыми песками различной мощности (от 20 м на юге до 3 м на севере). В устьевых частях впадающих в океан сухих рек (Оранжевая, Буйволовая и др.) алмазоносные террасовые отложения прослеживаются вдоль них в глубь континента на расстояние до 25 км. Отложения пляжей (приливно-отливная зона) и шельфа состоят из переслаивающихся морских песков и гравия обычно с хорошо развитым базальным слоем.

Близ устья р. Оранжевой средняя величина алмазов составляет 1,5 карата, а в 160 км к северу она уже значительно меньше — 0,2 карата. По данным М. Кужварта, средняя масса алмазов в россыпях побережья 0,86 карата, причем большинство из них (до 95%) ювелирного качества, обычно бесцветных с небольшим количеством включений. Имели место находки алмазов массой 138, 180 и даже 236 карат. Такие высокие содержания и большая крупность алмазов являются результатом их естественной сортировки в волно-прибойной зоне. По цвету преобладают прозрачные (“чистой воды”) камни, несколько реже прозрачные с желтоватым оттенком, иногда желтые и зелено-голубые.

В полосе от Ламерт-Бей на юге (ЮАР) до Александер-Бей на севере (Намибия) разрабатываются различные фациально-генетические типы россыпей: прибрежно-морские (террасовые), зоны приливов и отливов (пляжевые), шельфовые (затопленные дельтовые и пляжевые). Основное промышленное значение имеют террасовые россыпи, но в Намибии весьма существенны также и шельфовые, эксплуатируемые на глубинах моря 60–120 м. Каждый из этих типов характеризуется содержанием и величиной алмазов (табл. 22).

Россыпи в промышленных контурах характеризуются большой протяженностью (десятки километров), небольшой шириной (сотни метров) и мощностью (метры).

В прибрежно-морских россыпях, из которых добыто большое число высококачественных ювелирных алмазов, участками содержание алмазов резко увеличивается до десятков–сотен карат. Так, к югу от устья р. Оранжевой (ЮАР) в слое мощностью 0,2–0,9 м массовая доля алмазов составляет 100–300 кар/м³, причем практически все они (90–95%) ювелирных сортов.

Коренные источники алмазов этих россыпей определенно не установлены; не исключается, что ими могут быть древние конгломераты формации Карру. Предполагается (Б.И. Прокопчук),

Таблица 22

Содержание и размер алмазов в морских россыпях ЮАР и Намибии
(по В.С. Трофимову)

Фациально-генетический тип россыпей	Среднее содержание алмазов, кар/м ³	Средняя масса алмазов, кар
Прибрежно-морские	0,26—0,32	0,88
Зоны приливов и отливов	0,3	0,5
Морского шельфа	1,26	0,42

что алмазоносный материал переносился с территории Трансваальского щита реками Оранжевой, Буйволово́й и другими в условиях аридного климата. В периоды ливневых дождей они превращались в мощные грязевые потоки, перенося на большие расстояния во взвешенном виде огромное количество алмазоносного грубообломочного материала без заметной обработки. Этот материал сгруживался в крупные валы вблизи устьев рек, попадая в зону приливно-отливных волн, прибоя и берегового северного течения. Освободившиеся при разрушении валунов и глыб тяжелые минералы и алмазы улавливались в понижениях (котлах высверливания) песчано-гравийного дна и в депрессиях коренных докембрийских пород между гребешками крепких кварцитовых слоев. Северное береговое течение способствовало перемещению алмазов вдоль побережья на большие расстояния.

Промышленная значимость морских алмазоносных россыпей ЮАР и Намибии в мировом балансе добычи алмазов значительна и продолжает возрастать. С ними, в частности, связана вся добыча Намибии (1,2–2 млн кар/год), ведущаяся практически непрерывно с крупных морских судов-драг, а в прибрежной полосе на глубине моря до 30 м — водолазами. Экономическая ценность этих россыпей неизмеримо повышается благодаря высокой доле в них ювелирных алмазов и простым горно-техническим условиям их разработки.

Алмазоносные лампроиты Западной Австралии

Открытие в последние десятилетия XX в. богатых коренных и россыпных месторождений в Западной Австралии и ввод некоторых из них в эксплуатацию привели к тому, что начиная с 1986 г. Австралия стала ведущей страной мира по добыче алмазов. При этом оказалось, что коренные месторождения связаны не столько с кимберлитами, считавшимися ранее единственными изверженными промышленно-алмазоносными породами, а главным образом с лампроитами — щелочными породами, в составе которых помимо оливина, флогопита и лейцита присутствуют диопсид, калиевый рихтерит, шпинелиды переменного состава, циркон, ильменит и др. Гранаты в лампроитах исключительно редки. В отличие от кимберлитов лампроиты обладают повышенной калиево́стью (4–12% K_2O) и кремнекислотностью, но пониженной магнети́альностью; существенным отличием лампроитов Западной Австралии от кимберлитов является высокое содержание в них фтора, а также сильная обогащенность легкими редкоземельными элементами, свидетельствующие об их образовании из различных источников.

Алмазоносные лампроиты локализованы на Северо-Австралийском щите в пределах протерозойских складчатых структур, окаймляющих архейский кратон Кимберли с юго-запада и востока, образуя два рудных района — Западный и Восточный (Аргайл) Кимберли (рис. 77).

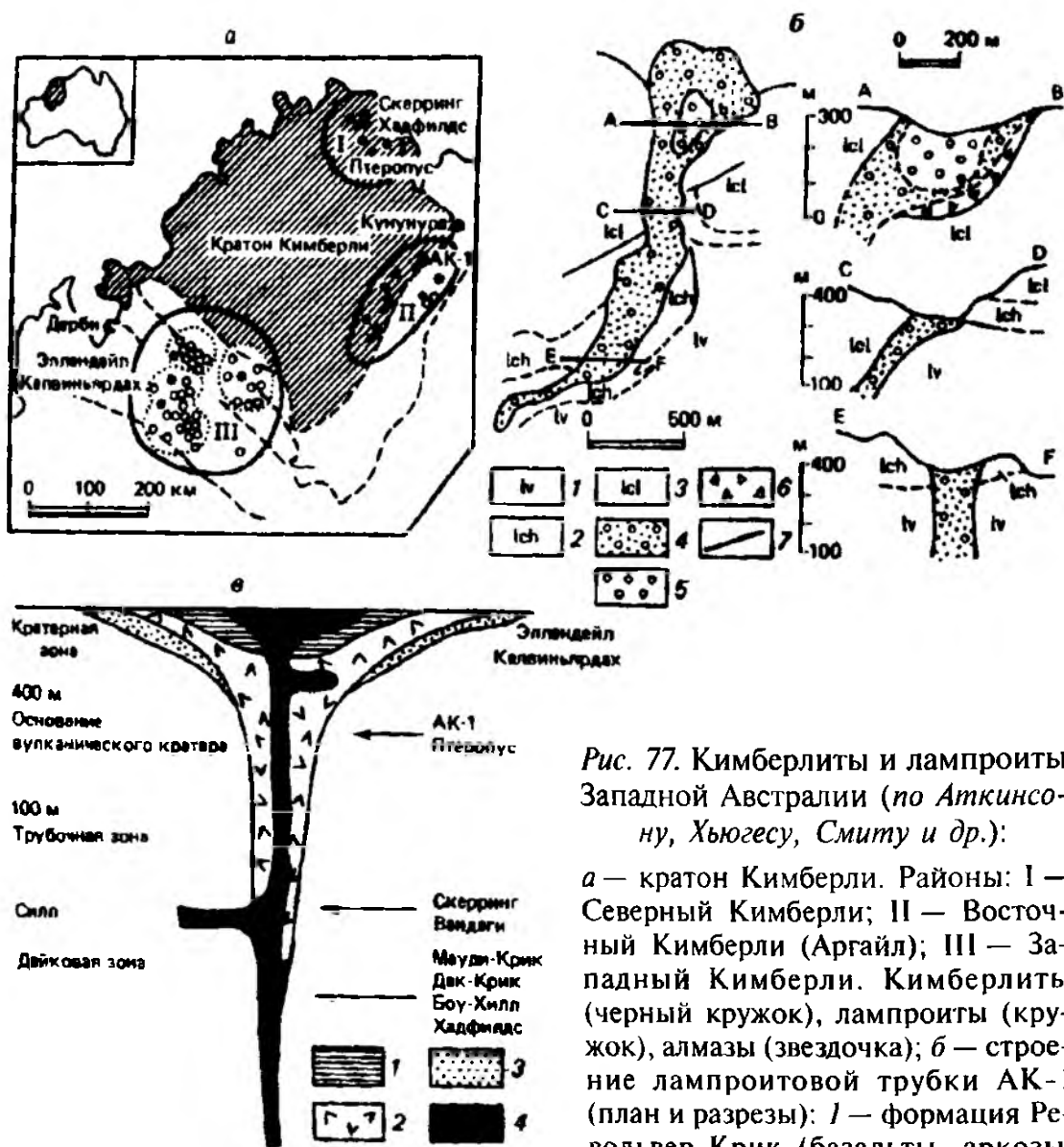


Рис. 77. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии (по Аткинсону, Хьюгесу, Смиту и др.):

а — кратон Кимберли. Районы: I — Северный Кимберли; II — Восточный Кимберли (Аргайл); III — Западный Кимберли. Кимберлиты (черный кружок), лампроиты (кружок), алмазы (звездочка); б — строение лампроитовой трубки АК-1 (план и разрезы): 1 — формация Революер-Крик (базальты, аркозы, песчаники, алевролиты); формация Аделаида: 2 — кварциты Хенсман; 3 — кварцевые песчаники Лиссадеп. Лампроиты: 4 — песчаные туфы; 5 — непесчаные туфы; 6 — контактовые разности; 7 — разломы; в — модель строения лампроитовой трубки типа «бокал шампанского»: 1 — сланцы, 2 — туфы, 3 — песчаные туфы, 4 — массивные магматические породы

В районе Зап. Кимберли выявлено более 100 тел лейцитовых и оливиновых лампроитов; морфологически это трубки, штоки, силлы и дайки, прорывающие не только изверженные и метаморфические протерозойские толщи, но и палеозойско-мезозойские

образования, возраст которых определяется в 17–25 млн лет. На поверхности практически неэродированные трубки занимают значительные площади (до 1 км² и более), однако, имея пологие (около 30°) контакты с вмещающими породами, они быстро сужаются с глубиной, приобретая, по терминологии австралийских геологов, форму “бокала шампанского”. Самые крупные из них Эллендейл-6 и Калвиньярдах имеют площади выхода соответственно 1,13 и 1,28 км². Благодаря слабой эродированности в верхних частях трубок сохраняются элементы вулканических построек: периферический вал и осадки кратерных озер — слоистые переотложенные вулканиты. Сами трубки в периферической части сложены лампроитовыми туфами и брекчиями, а в центральной — массивными магматическими породами — лейцитовыми или оливиновыми лампроитами. Интрузивные лампроиты значительно менее алмазоносны, чем их туфы; более алмазоносными по своему составу являются оливиновые разновидности этих пород.

Район Вост. Кимберли (Аргайл) объединяет как лампроитовые, так и кимберлитовые тела, представленные в основном дайками протяженностью от нескольких десятков метров до 6 км (Боухилл) среди протерозойских отложений. Здесь же находится и главное промышленное месторождение — лампроитовая трубка АК-1, наиболее детально изученная в ходе разведочных и эксплуатационных работ.

В плане трубка АК-1 вытянута на северо-восток, ее длина 1,6 км, ширина колеблется от 50 до 600 м и площадь выхода 0,45 км². Ее верхняя (кратерная) часть эродирована; в разрезе у нее крутые западные падения контактов, переходящие в вертикальные; в северной части она осложнена раздувом. Трубка прорывает базальты, аркозы, песчаники и алевролиты формации Карпентариан и кварциты формации Аделаида. Возраст этих формаций (1050–1150 млн лет) и лампроитов трубки (1045–1100 млн лет) практически идентичен.

Большая часть трубки выполнена так называемым песчаным туфом — плотной литокристаллокластической породой, включающей обломки лампроита и округлые зерна ксеногенного кварца из вмещающих протерозойских пород. Отдельные лампроитовые обломки содержат мельчайшие зерна калиевого полевого шпата. Центральная часть раздува на севере трубки сложена туфом, аналогичным песчаному, но без примеси ксеногенного кварца; обломки лампроитов в нем размером 0,5–4 мм обнаруживают оталькованные фенокристы оливина в оливин-слюдающей основной массе. Полагают, что эти туфы образовались в последующую вулканическую фазу по сравнению с песчаным.

Самые поздние породы трубки слагают внутритрубочные жилы мощностью 1–2 м. Они на 10–25% состоят из вкрапленников измененного оливина и слюды, погруженных в массу мелких зерен калиевого полевого шпата и флогопита, а также сфена, перовскита, анатаза и апатита. В трубке отмечаются также округлые ксенолиты шпинелевых лерцолитов и гранатовых перидотитов размером до 10 см. Среди акцессорных минералов лампроитов зафиксированы алмандин, магнезиохромит, хромдиопсид, ортопироксен и очень редко пироп.

Максимальная алмазоносность (6,1–6,8 кар/т) в трубке АК-1 свойственна песчаным туфам в ее южной части; на севере эти породы характеризуются меньшими содержаниями (2,3 кар/т), а непесчаные туфы — 0,7 кар/т. Жильные лампроиты неалмазоносны. По данным разведки среднее содержание алмазов в приповерхностных горизонтах составляет 5,55 кар/т, в глубоких — 12,38 кар/т. Достоверные запасы руды, подсчитанные до глубины 200 м, определены в 61 млн т при среднем содержании алмазов 6,8 кар/т. С учетом 14 млн т вероятных запасов со средним содержанием 6,1 кар/т общие запасы месторождения выражаются огромной цифрой — около 500 млн карат!

Однако качество алмазов трубки АК-1 в целом невысокое: их средняя масса составляет 0,08 карата, и лишь 5% из них относятся к ювелирным. Самые крупные найденные алмазы достигают 8,0 и 14,34 карат. Бесцветных кристаллов очень мало, резко преобладают коричневые и меньше желтоокрашенные. Встречены ювелирные индивиды необычной розовой окраски с характерным пурпурным оттенком; этот цвет объясняется уникальным сочетанием структурных дефектов в решетке минерала. Полагают, что эти алмазы будут наиболее популярными и поэтому весьма дорогими.

С трубкой АК-1 пространственно и генетически связаны две промышленные аллювиальные россыпи в долинах рек Смоук-Крик и Лаймстон-Крик. Первая прослежена на расстояние 35 км шириной от 50 м до нескольких сотен метров и мощностью продуктивных пород 1–5 м; содержания алмазов, максимальные в верхних террасах россыпи (11–12 кар/м³), резко снижаются в нижних (1 кар/м³). Значительная часть этой россыпи выработана с извлечением около 19 млн карат алмазов. Продуктивные отложения второй россыпи составляют 1,6 млн т; при среднем содержании в них алмазов 3,4 кар/т общие запасы последних составляют 5,44 млн карат.

В двух других алмазоносных районах Западной Австралии — Северном Кимберли и Вандаги (на северо-западной окраине архейского кратона Пилбара) лампроиты отсутствуют и промышленная минерализация связана с кимберлитовыми трубками.

В районе Северный Кимберли кимберлитовые трубки и дайки (Птеропус, Скерринг, Хадфилдс и др.) прорывают протерозойские отложения формации Карпентариан; их возраст по циркону 800–810 млн лет. В районе Вандаги известны 22 кимберлитовых тела, представленных трубками и силлами. Кимберлитовые трубки прорывают пермские (артинские) сланцы и алевролиты и перекрываются меловыми (аптскими) отложениями, радиологически определенный возраст (по циркону) 160 млн лет. В отличие от трубок, сложенных в основном сильно измененными кимберлитовыми туфами, силлы образованы массивными кимберлитами с маломощными эндоконтактовыми зонами в подошве и кровле; мощность одного из них достигает 10 м. Продуктивность кимберлитов в этих двух районах доказывается наличием здесь алмазов в аллювии, а также их прямыми находками в кимберлитах трубки Птеропус.

Алмазы, связанные с лампроитовыми породами, по морфологии и физическим характеристикам не отличаются от алмазов, ассоциирующих с кимберлитами. Также обращает внимание, что лампроиты и кимберлиты указанных четырех районов являются разновозрастными образованиями в широком диапазоне от протерозоя до миоцена.

Большинство исследователей лампроитов Западной Австралии полагает, что их магма образовалась в результате частичного плавления истощенной верхней мантии лерцолитового либо гарибургитового состава, происходившего в возрастном интервале 2,5–1 млрд лет. В дальнейшем (1 млрд лет) этот материал был метасоматически резко обогащен калием и другими элементами с последующим селективным плавлением при активном участии летучих (воды и фтора). Эта схема экспериментально подтверждается работами Аримы и Эдгара. Однако, по данным В.Н. Зырянова и В.А. Жарикова, образование лампроитов является результатом непосредственного взаимодействия мантийного материала с высококалиевыми флюидами. Ассимиляция магмой материала коры была незначительной. Разнообразие минерального состава лампроитов явилось результатом фракционной кристаллизации магмы. Минералы из ксенолитов алмазоносных перидотитов (лерцолитов и гарцбургитов), найденных в трубке АК-1, характеризуются высокой магнезиальностью, пироксены хромисты и малоглиноземисты; по расчетам равновесий сосуществующих фаз параметры минералообразования составляют 1200 °С и 56 кбар (О'Нейл и др.).

По Даусону, находки алмазов в эклогитовых и перидотитовых ксенолитах указывают на ксеногенность алмаза в породах трубок; его возраст значительно древнее (не менее 2,5 млрд лет) по сравнению с вмещающими лампроитами и кимберлитами.

Якутская алмазоносная провинция (ЯАП)

Эта провинция общей площадью более 800 тыс. км² занимает северо-восточную часть Сибирской платформы, совпадая с контуром Анабарского гравитационного максимума (рис. 78). По дан-

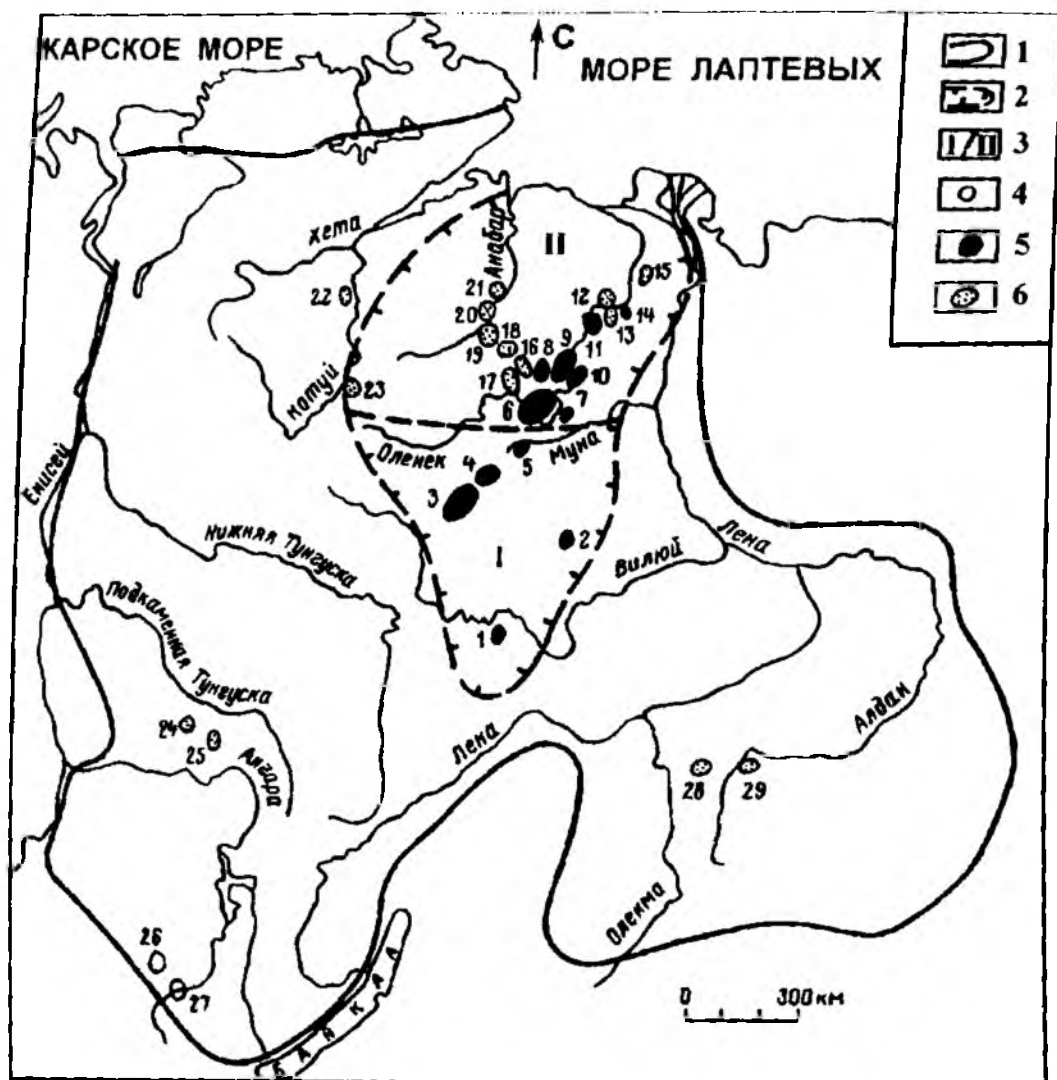


Рис. 78. Схема распространения кимберлитовых и кимберлитоподобных пород на Сибирской платформе (по А.Д. Харькиву, Н.Н. Зинчуку, В.М. Зуеву):

1 — граница Сибирской платформы; 2 — предполагаемая граница Якутской кимберлитовой провинции; 3 — кимберлитовые области (субпровинции): I — Вилюйская, II — Анабаро-Оленекская; 4-6 — поля развития кимберлитов и кимберлитоподобных пород протерозойского (4), среднепалеозойского (5) и мезозойского (6) возраста. Месторождения: 1 — Мирнинское, 2 — Накынское, 3 — Алаakit-Мархинское, 4 — Далдынское, 5 — Верхнемунское, 6 — Чомурдахское, 7 — Севернейское, 8 — Западно-Укукитское, 9 — Восточно-Укукитское, 10 — Огонер-Юряхское, 11 — Мерчимденское, 12 — Куойкское, 13 — Верхнемолодинское, 14 — Толуопское, 15 — Хорбусуонское, 16 — Лучаканское, 17 — Куранахское, 18 — Дьюкенское, 19 — Среднекуонапское, 20 — Нижнекуонапское, 21 — Орто-Ыаргинское, 22 — Котуйское, 23 — Харамайское, 24 — Тайчикуно-Нембинское, 25 — Чадобешское, 26 — Белозиминское, 27 — Окинское, 28 — Чомполинское, 29 — Тобук-Хатыстырское

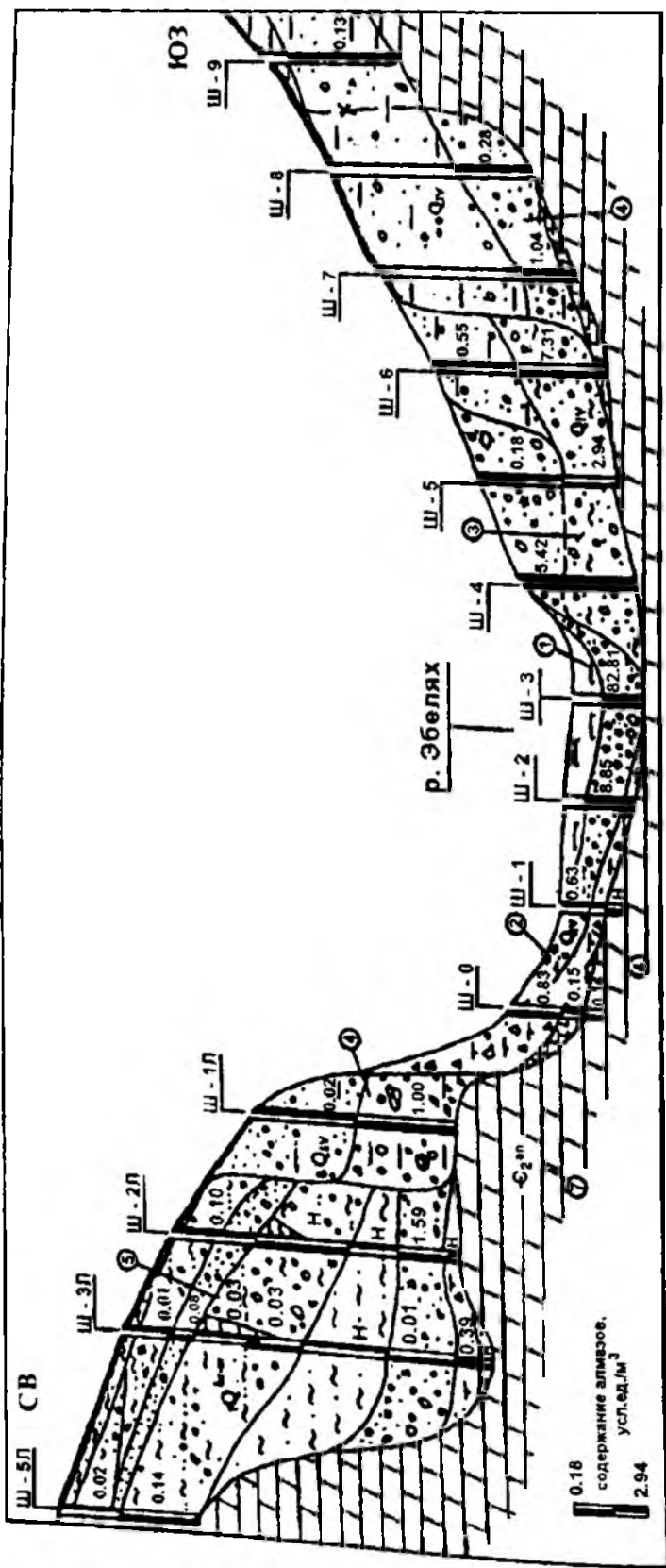
ным А.Д. Харькива, Н.Н. Зинчука и А.И. Крючкова, в ее пределах выявлены сотни кимберлитовых трубок и даек, группирующихся более чем в 20 кимберлитовых поля, входящих в свою очередь в состав восьми обособленных районов. Эти районы и поля приурочены к трем линейно вытянутым минерагеническим зонам северо-восточного (Вилюйско-Мархинская и Далдыно-Алакитская) и северо-западного направлений, совпадающим с глубинными магмоподводящими региональными субпараллельными разломами, проявляющимися в изолиниях магнитного поля.

Провинция разделена на две области (субпровинции) — Вилюйскую на юге и Анабаро-Оленекскую на севере, условная граница между которыми проводится по широте излучины р. Оленек. Кимберлиты Вилюйской области (Малоботуобинский, Среднемархинский, Далдыно-Алакитский и Верхнемунский районы) в отличие от аналогичных пород Анабаро-Оленекской области (Среднеоленекский, Нижнеоленекский, Приленский и Анабарский районы) характеризуются резким преобладанием трубок над дайками, малослюдистых брекчий над порфировыми разностями интрузивной фации и слюдистыми брекчиями, повышенным содержанием минералов — спутников алмазов (пироп, пикроильменита и хромшпинелида) и преобладанием пироба над пикроильменитом, высокой магнезиальностью с относительно низким содержанием щелочей, титана, фосфора, циркония, стронция и других элементов, довольно частым присутствием ксенолитов пород глубинных фаций и субфаций (альмандин-пироповой, коэситовой), широким развитием наложенной гидротермальной минерализации (кварц, кальцит, пирит, барит и др.), слабой дифференцированностью (не сопровождаются родственными породами), более древним, среднепалеозойским возрастом (в отличие от преобладающего мезозойского в Анабаро-Оленекской области). Именно в Вилюйской области находятся главнейшие промышленные алмазоносные трубки — Мир, им. XIII съезда КПСС, Интернациональная, Ботубинская, Нюрбинская, Айхал, Краснопресненская, Удачная, Заполярная и др.

Россыпь р. Эбелях

Одна из крупнейших в мире долинная аллювиальная алмазоносная россыпь р. Эбелях (правого притока р. Анабар) находится в северо-восточной части Сибирской платформы. По данным С.А. Граханова, долина реки врезана в карбонатных породах среднего кембрия, представленных доломитами анабарской свиты и известняками джахтарского горизонта. Склоны долины средней крутизной

10–15° на большей части течения реки террасированы. Самые обширные террасы приурочены к крупным излучинам реки. Ширина долины варьирует от 40 до 1200 м, достигая максимума в нижнем течении реки (рис. 79).



Помимо карбонатных пород среднего кембрия и широко развитых по ним остаточных и переотложенных кор выветривания различного возраста в геологическом строении долины участвуют нижнемеловые осадки (темные песчанистые глины с крошкой углей, рассеянной мелкой галькой и гравием карбонатных пород, кремней и кварца, выполняющие узкие карстовые полости глубиной до 17 м в днище долины), нижне-, средне- и верхнечетвертичные отложения пяти надпойменных террас (сложенных отложениями русловых и пойменных фаций), средне- и верхнечетвертичные отложения погребенных долин (ва-

Рис. 79. Геологический разрез россыпи р. Эбелях по линии 252 (по С.А. Граханову):

1 — лед; 2 — русловой аллювий; 3 — аллювий низкой поймы; 4 — аллювий высокой поймы; 5 — аллювий первой надпойменной террасы; 6 — кора выветривания; 7 — доломиты

лунно-гравийно-галечно-песчано-илистый аллювий), верхнечетвертичные—современные делювиально-солифлюкционные отложения склонов и современные осадки русла, низкой и высокой пойм.

Промышленная алмазонасность установлена в переотложенных корях выветривания, аллювии надпойменных террас (кроме пятой), русла, низкой и высокой пойм, в осадках погребенных средне-верхнечетвертичной и верхнечетвертичной долин. Основная часть запасов приходится на аллювий русла и низкой поймы. Если продуктивный террасовый аллювий прослеживается фрагментарно, то промышленная алмазонасность русла, пойм и погребенной верхнечетвертичной долины реки протягивается практически непрерывно более чем на 100 км. На всем протяжении русловой аллювий содержит промышленные концентрации алмазов: их фоновые содержания составляют 1–2 кар/м³, а ураганные — превышают десятки кар/м³.

Из пяти участков россыпи (Приустьевого, Нижнего, Верхнего, Верховья и Истока) наиболее высокие содержания алмазов присущи Нижнему, отстоящему в 19–42 км от устья реки и приуроченному к неотектоническому поднятию, обусловившему узкую каньонообразную долину, в которой происходит перемыв больших масс аллювия с их естественным обогащением.

Наиболее алмазонасными являются валунно-галечно-гравийные, галечно-гравийно-песчаные отложения и переотложенные коры выветривания; меньшей алмазонасностью характеризуются галечно-щебнистые и галечно-песчаные отложения. При мощности продуктивного пласта россыпи до 4 м содержание алмазов в его нижней части в три–четыре раза выше, чем в верхней.

В поперечном разрезе россыпи максимальная алмазонасность связана с пристрежневыми участками, а минимальная — с ее флангами, что предопределяет струйчатое распределение алмазов в плане. Высокие содержания алмазов тяготеют к намываемому берегу и к зонам сочленения плесов и перекатов.

Большая часть алмазов россыпи соответствует классам –4–+2 мм (56,7%) и –2–+1 мм (31,1%); значительно меньше алмазов класса –8–+4 мм (10,7%), остальное приходится на класс –1 мм. На Нижнем участке реки найдены наиболее крупные алмазы массой в десятки карат.

Россыпь в целом хорошо выдержана по мощности (вариация мощности песков 56,4%) и характеризуется неравномерным распределением полезного компонента (вариация содержаний алмазов 168,1%); для нее свойственна ясная прямая корреляция алмазонасности с выходом крупных (+1 мм) пиропов, при этом

ураганная алмазоносность сопровождается высокими концентрациями широпов класса +2 мм.

Считается (С.А. Граханов и др.), что россыпь р. Эбелях сформировалась за счет размыва промежуточных коллекторов алмазов, наиболее продуктивными из которых являются неоген-нижнечетвертичные отложения, развитые на водоразделах и сохранившиеся в эрозионно-карстовых депрессиях. Алмазоносность неоген-нижнечетвертичных отложений установлена на большой площади; при этом наблюдается четкая корреляция алмазоносности современных россыпей с фрагментами распространения алмазоносных неоген-нижнечетвертичных долин.

Россыпь р. Ирелях

Иреляхская алмазоносная россыпь является образованием современной речной долины и представлена аллювиальными отложениями русла, поймы и надпойменных террас. Она расположена в нижнем течении р. Ирелях — правого притока р. Мал. Ботуобии в Западной Якутии и входит в состав Мало-Ботуобинского алмазоносного района, в котором известны и коренные месторождения — кимберлитовые трубки Мир, Спутник и др.

Долина р. Ирелях врезана в субгоризонтально залегающие карбонатные породы нижнего ордовика (усть-кутская свита) и глинисто-карбонатные образования верхнего кембрия—нижнего ордовика (верхнеленская свита). Верхние части склонов долины сложены нижнелейасовыми песками и глинами укугутской свиты. Основную часть (около 3/4) промышленной площади россыпи занимает пойма высотой над уровнем воды до 2–2,5 м, остальную — преимущественно первая надпойменная терраса высотой 3–6 м, прослеживающаяся непрерывной полосой по обоим берегам реки. Днище долины находится ниже уровня воды на 3–3,5 м.

Собственно алмазоносная россыпь залегает на коренном цоколе: плотиком являются элювиальные карбонатные и песчано-глинистые образования усть-кутской и верхнеленской свит. Продуктивные пески средней мощностью 1,2–2 м представлены песчано-галечно-гравийным материалом с заметной примесью глины и щебня, а перекрывающие их торфы мощностью 1,8–3,1 м — оледенелыми суглинками, илами, супесями, песками с редкой галькой, гравием и щебнем. В русловых отложениях по сравнению с пойменными отсутствуют перекрывающие торфы.

В среднем гранулометрическом составе россыпи из первой надпойменной террасы преобладают галька (36,3%) и глина (30,9%) при подчиненной роли гравия (15,5%) и песка (14,6%), а также

валунов (2,7%). Крупные обломки россыпи, сложенные кислыми эффузивными породами, роговиками, кварцитами и жильным кварцем, окатаны лучше, чем валуны и галька карбонатных и песчаных пород усть-кутской и верхнеленской свит; в мелкообломочной фракции доминируют кислые эффузивы и кремнистые образования при подчиненной роли местных карбонатных пород. Продуктивный слой второй надпойменной террасы, развитой лишь в излучинах реки, сложен глиной с галькой и щебнем такого же состава.

Распределение алмазов в россыпи крайне неравномерное, струйчатое; их содержания средние. По качеству резко преобладают технические сорта. Алмазы тесно ассоциируют с пикроильменитом, хромдиопсидом и пиропом. В составе тяжелой фракции приплотиковой части россыпи фиксируются также пироксен, ильменит, магнетит, гроссуляр, альмандин, в меньшем количестве рутил, циркон, эпидот, ставролит, единичные зерна сфена, лейкоксена, пирита, турмалина, роговой обманки, барита, шпинели, анатаза, хлоритоида и золота.

Коренным источником алмазов Иреляхской россыпи считаются алмазоносные кимберлитовые трубки, широко развитые в районе. Разработка россыпи осуществлялась драгами.

Архангельская алмазоносная провинция (ААП)

Открытая в начале 80-х годов XX в., эта провинция расположена вблизи восточного побережья Белого моря (Зимний берег) на северо-западе Русской плиты. Здесь на сравнительно небольшой площади (менее 20 тыс. км²) к настоящему времени выявлено более 60 трубок и силлов щелочно-ультраосновных пород — кимберлитов, пикритов, оливиновых мелилититов и базальтов, семь из которых являются промышленно-алмазоносными. Все эти тела группируются в несколько полей (кластеров) — Золотицкое, Кепинское, Верхотинское, Мельское, Ижмозерское (Чидвинское), Турьинское, Полтинское и Пинежское. Алмазоносные поля Золотицкое и Верхотинское локализованы в центральных частях провинции и генетически связаны с кимберлитами (рис. 80).

Геологическое строение территории определяется горизонтально залегающим недислоцированным комплексом терригенных отложений венда мощностью свыше 900 м (переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты), перекрывающим кристаллические образования верхнеархейского фундамента платформы (беломорская серия). Последний имеет блоковое строение — чередование крупных горстов и грабенов северо-западного

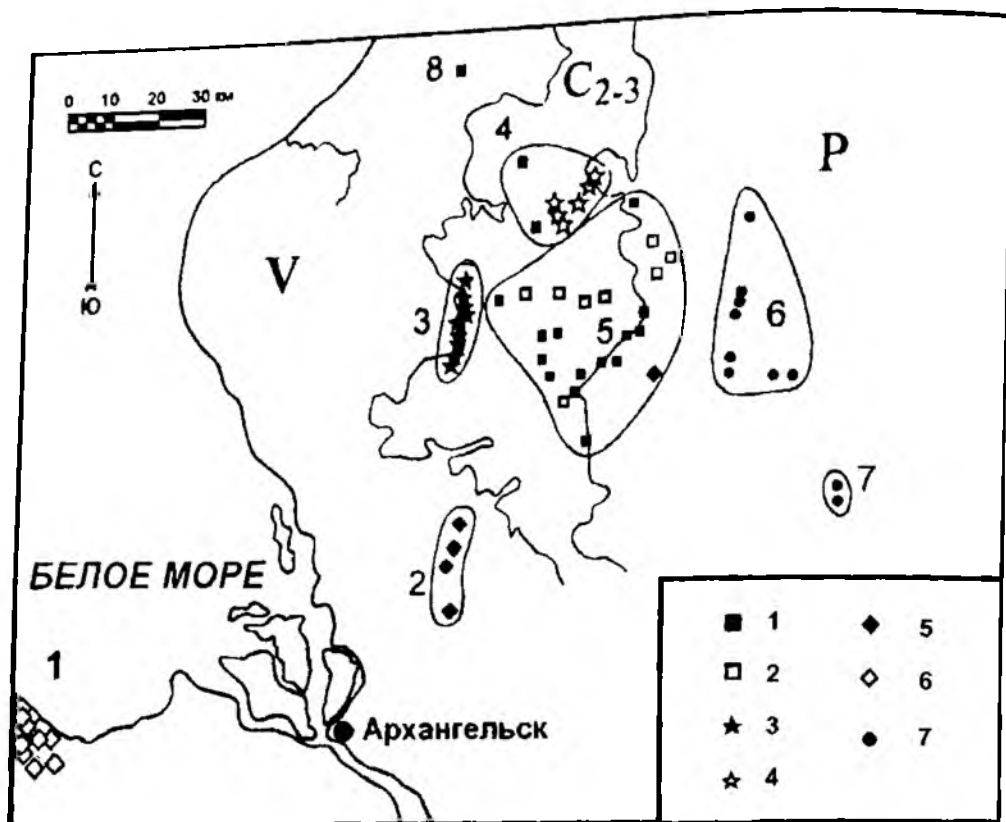


Рис. 80. Схема размещения основных видов и геохимических типов магматических пород Архангельской провинции (по О.А. Богатикову и др.):

Поля магматизма: 1 — Нёнокское (Онежский п-ов); 2 — Ижмозерское; 3 — Золотицкое; 4 — Верхотинское; 5 — Кепинское; 6 — Турьинское; 7 — Полтинское; 8 — Пинежское; 9 — Мельское. Типы пород: 1 — кимберлиты I группы; 2 — оливиновые мелилиты I группы; 3 — кимберлиты II группы; 4 — оливин-флогопитовые мелилиты II группы; 5 — оливиновые мелилиты II группы; 6 — оливин-пироксеновые мелилиты; 7 — толеитовые базальты

направления, рассеченных поперечными глубинными разломами. В течение средне- и позднедевонской тектономагматической активизации по меридионально ориентированным (поперечным) зонам интродировала кимберлитовая магма с образованием трубок и силлов, возраст которых оценивается в 380–360 млн лет.

Золотицкое алмазоносное поле приурочено к одноименному поднятию кристаллического фундамента, ограниченному на юго-западе Корецким, а на северо-востоке Терским грабенами. Все шесть трубок месторождения им. М.В. Ломоносова в пределах этого поля (Архангельская, им. Карпинского-1 и 2, Пионерская, Поморская, им. Ломоносова) локализованы на пересечениях глубинного субмеридионального разлома с нарушениями северо-восточного и субширотного направлений, образуя цепочку с расстоянием между соседними телами от 0,13 до 2,4 км. Трубки месторожде-

ния имеют вертикальную, суживающуюся вниз воронкообразную форму в разрезе и округлую (овальную), реже гантелеобразную (линзовидную) в плане с размерами на поверхности от 36,9 га (трубка Пионерская) до 5,6 га (трубка Поморская). Их внутреннее строение определяется тремя фациями пород: кратерной (туфы, туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты преимущественно брекчиевой и параллельно-слоистой текстур), жерловой (ксенотуфобрекчии, автолитовые брекчии и др.) и гипабиссальной (массивные порфиновые кимберлиты с макрокристаллической либо афанитовой основной массой), выполняющей корневые части трубок. Кимберлиты, слагающие эти алмазоносные трубки, относятся к так называемому Золотицкому типу и характеризуются преобладанием хромшпинелидов (при отсутствии ильменита) над другими оксидными фазами в основной массе, аномально низкими содержаниями пироба, хромдиоксида и полным отсутствием пикроильменита.

Другой (Кепинский) тип кимберлитов, проявленный в ААП, сопоставим с кимберлитами так называемой 1-й группы Южно-Африканской и Якутской алмазоносных провинций (ЮААП, ЯАП), в основной массе которых отмечается большое количество хромшпинелидов, ильменита, перовскита и рутила. По характеру минералов-спутников (преобладание пикроильменита, присутствие пироба и хромдиоксида, низкое содержание хромшпинелидов) к кимберлитам этого типа относятся породы, выполняющие трубку им. В. Гриба в Верхотинском поле ААП. Петрохимически кимберлиты провинции в отличие от родственных им пикритов, оливиновых мелилититов и толеитовых базальтов обнаруживают наименьшие содержания кремнезема и глинозема, но наибольшие — оксида магния. Исключение составляют лишь сильно измененные вторичными процессами и контаминированные коровым материалом брекчии.

Выполненные О.А. Богатиковым и другими петролого-геохимические исследования (включая распределение породообразующих оксидов, редких, редкоземельных и высокозарядных элементов, Rb-Sr- и Sm-Nd-изотопию) продуктов кимберлитового магматизма на севере Русской плиты (районы Кандалакши, Терского берега, Архангельска, Среднего Тимана) показали, что большинство их неконтаминированных разновидностей относятся к типу “неслюдяных” кимберлитов; другой тип кимберлитов, обладающих некоторыми геохимическими чертами южноафриканских слюдяных кимберлитов, представлен только в Золотицком поле ААП, алмазоносные породы которого обнаруживают определенные черты сходства с лампроитами. Вместе с тем кимберлиты

Золотицкого поля, а также кимберлиты трубки им. В. Гриба резко обеднены редкими, редкоземельными и высокозарядными (U, Th, Nb) элементами, что говорит об их уникальности в мире и несопоставимости с кимберлитами 2-й группы ЮААП, как это допускается некоторыми исследователями.

Глава 15

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ

Под термином “цветные камни”, или камнесамоцветное сырье, понимается разнообразная группа минералов и горных пород, в том числе органического происхождения и синтетических, обладающих специфическими эстетическими, техническими и экономическими свойствами, предопределившими их практическое использование. В этой группе объединяется все то, что известно в литературе под наименованиями самоцветы, драгоценные, полудрагоценные, декоративные, благородные, ювелирные, поделочные, ювелирно-поделочные и иные камни, а также их синтетические (искусственные) аналоги и имитации. Если раньше под цветными камнями понимали лишь красиво окрашенные непрозрачные минералы и горные породы, то сейчас к ним относятся и прозрачные драгоценные камни-самоцветы, включая уже рассмотренные алмазы. Все многообразие проблем, связанных с исследованием цветных камней, составляет содержание специальной научной дисциплины — геммологии, зародившейся на рубеже XIX–XX вв.

Современное ювелирное и камнерезное производство использует более 100 минералов и горных пород (цветных камней), обладающих красивым рисунком или цветом, прозрачностью, опалесценцией, ярким блеском, игрой света и другими эстетическими и декоративными свойствами; они характеризуются высокой твердостью и прочностью, хорошо шлифуются и полируются. Одна часть из них представлена кристаллами различных минералов: корунда (рубин и сапфир), берилла (изумруд, аквамарин, гелиодор, воробьевит и др.), хризоберилла (александрит), топаза, оливина (хризолит), сподумена (кунцит), турмалина, циркона (гяцинт), шпинели, гранатов (родолит, демантоид и др.), кварца (аметист, цитрин и др.), иризирующих прозрачных и непрозрачных полевых шпатов (лунный и солнечный камень); другие являются кристаллическими и скрытокристаллическими агрегатами кварца (авантюрин), халцедона (хризопраз) и опала, бирюзы, гематита, гипса (селенит), арагонита (мраморный оникс), лазурита, малахита, родонита, жадеита, нефрита; третьи — различ-

ными горными породами (обсидиан, яшма, лиственит, агальматолит, чароит и др.) и органическими соединениями (янтарь, жемчуг, гагат).

Среди них имеются представители практически всех групп и классов эндогенного, экзогенного и метаморфогенного минералообразования, выделяемых в известных классификациях Б.Я. Меренкова, Е.Я. Киевленко, Я.П. Самсонова и А.П. Туринге, В.П. Петрова и др.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДРАГОЦЕННЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

(по В.П. Петрову)

Драгоценные камни (прозрачные)

Породообразующие минералы магматических пород: алмаз, оливин солнечный и лунный камень, лабрадор, нефелин, содалит, эпидот, энстатит, апатит.

Драгоценные камни пегматитов (преимущественно минералы занорышей): александрит, хризоберилл, аквамарин, берилл, изумруд, эвклаз, топаз, фенакит, турмалин, гиацит (?), бенитоит, сподумен (кунцит и гидденит), горный хрусталь, касситерит.

Поствулканические минералы эффузивных пород: опал, датолит, пренит, томсонит.

Породообразующие минералы контактных пород: сапфир, рубин, шпинель, демантоид, альмандин, уваровит, пироп, кордиерит, кианит, везувиан.

Гидротермальные минералы: горный хрусталь и другие минералы кварца, диоптаз, аксинит, датолит, виллемит, флюорит.

Цветные камни (непрозрачные)

Минералы коры выветривания: бирюза, малахит, варисцит, хризолла, морская пенка.

Минералы осадочных пород: селенит, мраморный оникс, каменная соль.

Поствулканические минералы эффузивных пород: агат, халцедон, сердолик.

Магматические породы: обсидиан, порфирит, лабрадорит, серпентинит.

Метаморфические породы: орлец, яшма, хризопраз, агальматолит, стеатит, кварцит, мрамор.

Осадочные породы: алебастр, брекчия.

Цветные камни принято разделять на три группы: ювелирные, поделочные и декоративно-облицовочные. Следует отметить, что

в наиболее распространенной классификации цветных камней, предложенной Е.Я. Киевленко (табл. 23) и учитывающей как рыночную стоимость, так и применение их в ювелирных изделиях и предметах художественного камнерезного промысла, все множество ювелирных и поделочных камней подразделяется не на две, а на три группы с добавлением переходной — ювелирно-поделочной и дальнейшим разделением этих групп на порядки.

Ювелирные (драгоценные) камни используются для изготовления дорогих украшений и предметов роскоши. Это главным образом редкие, эффектные, преимущественно прозрачные кристаллы. Их отличают три главных достоинства: красота, долго-

Таблица 23

Классификация цветных камней

(по Е.Я. Киевленко)

Группа	Порядок	Минерал, горная порода
Первая: ювелирные (драгоценные) камни	I	рубин, изумруд, алмаз, синий сапфир
	II	александрит, оранжевый, фиолетовый и зеленый сапфир, благородный черный опал, благородный жадеит
	III	демантоид, шпинель, благородный белый и огненный опал, аквамарин, топаз, родолит, турмалин
	IV	хризолит, циркон, желтый, зеленый, розовый берилл, кунцит, бирюза, аметист, пироп, альмандин, лунный и солнечный камень, хризопраз, цитрин
Вторая: ювелирно-поделочные камни	I	лазурит, жадеит, нефрит, малахит, чароит, янтарь, горный хрусталь (дымчатый и бесцветный)
	II	гематит-кровавик, родонит, непрозрачные иризирующие полевые шпаты (беломорит и др.), иризирующий обсидиан, эпидот-гранатовые и везувиановые родингиты-жады
Третья: поделочные камни		яшма, мраморный оникс, обсидиан, гагат, окаменелое дерево, листовник, кремень рисунчатый, графический пегматит, флюорит, авантюриновый кварцит, селенит, агальматолит, цветной мрамор и др.

вечность, редкость. Сюда следует добавить также особое экономическое свойство этих камней — их высокую стоимость, сосредоточенную в небольшом физическом объеме. Поэтому наряду с благородными металлами они служат валютным эквивалентом государственного достояния, а наиболее совершенные и крупные из них являются национальными сокровищами. Как правило, ювелирные камни подвергаются разнообразной огранке; единицей их измерения является карат (0,2 г), в редких случаях — грамм.

Таблица 24

Страны-производители цветных драгоценных камней
(по Я.П. Самсонову и Ю.Г. Цветкову)

Страны-производители	% стоимости добываемых камней
Колумбия	38
Австралия	22
Бразилия	18
Таиланд	8
Шри-Ланка	6
Мьянма	3
Прочие	5

Стоимость добываемых драгоценных камней зависит от многих факторов. По данным Я.П. Самсонова и Ю.Г. Цветкова, в середине 70-х годов XX в. она составляла в мире (без СССР) 390 млн долл. в год. Соответственно ранжировка стран-производителей этого природного сырья в стоимостном выражении приведена в

табл. 24. Своеобразными регуляторами добычи и потребления ювелирных камней являются центры их обработки и торговли: Идар-Оберштайн (Германия), Джайпур (Индия), Бангкок (Таиланд), Кофу (Япония), а также Нью-Йорк (США), Антверпен (Бельгия), Женева (Швейцария), Сянган и Израиль.

Ювелирно-поделочные камни по стоимости значительно уступают ювелирным. Они используются, с одной стороны, для изготовления всевозможных ювелирно-галантерейных изделий массового спроса (плоских вставок, кабошонов и др.), а с другой — являются сырьем для всевозможных камнерезных поделок. Это уже не столько прозрачные и полупрозрачные монокристаллы минералов, как их кристаллические и скрытокристаллические ярко окрашенные агрегаты. Их торговая цена значительно колеблется, отражая конъюнктуру быстро меняющейся моды. Физической единицей сырья этой группы является килограмм.

Поделочные камни также отличают яркие окраски и всевозможные рисунчатые текстуры, что позволяет использовать их после соответствующей обработки (распила, полировки и др.) для получения всевозможных изделий и сувениров; некоторые из них представляют великолепное декоративно-облицовочное сырье, применяемое для художественного оформления интерьеров, а иногда

и фасадов дворцов, храмов и других уникальных архитектурных сооружений. Главенствующую роль в этой группе играют горные породы. Сырье измеряется в центнерах и тоннах.

Государственным балансом полезных ископаемых Российской Федерации на начало 2000 г. учтено 135 месторождений (22 разрабатывавшихся) и 265 рудопроявлений камнесамоцветного сырья. Из них на группу ювелирных камней приходилось 32 месторождения и 106 рудопроявлений, ювелирно-поделочных — соответственно 62 и 116, а поделочных — 41 и 43.

Как это уже было показано на примере алмазов и горного хрусталя, многие свойства цветных камней стали широко использоваться в технике. Это высокая твердость и абразивность (алмаз, корунд, гранат), однородность, вязкость и прочность мелкозернистых и тонковолокнистых агрегатов (агат, нефрит), оптическая активность среды как необходимое условие для создания твердотельных лазеров (рубин, сапфир), пьезоэлектрический эффект и различные оптические свойства (кварц, горный хрусталь, флюорит, исландский шпат, турмалин) и др.

Спецификой камнесамоцветного сырья как полезного ископаемого являются изменчивость конъюнктуры его потребления, разнообразие входящих в него минеральных видов различного генезиса, неравномерность распределения и изменчивость качества, сильно затрудняющих разведку и геолого-экономическую оценку месторождений. Возрастающий дефицит этого сырья привел к появлению его синтетических аналогов.

В настоящее время синтезированы и широко используются в ювелирной практике (наряду со все возрастающим их потреблением в различных областях науки и техники) многие наиболее популярные драгоценные камни: рубин, сапфир, шпинель, изумруд, аметист, опал, александрит, сподумен, фенакит, лазурит, малахит, бирюза, культивированный жемчуг, искусственно выращиваемый в раковине устрицы с введенной в нее затравкой. Сюда следует добавить также синтезированные камни, отсутствующие в природе: фианит, иттрий-алюминиевый и гадолиний-галлиевый гранаты, титанат стронция (фабулит), лантан-галлиевый силикат и др.

Наряду с синтетическими камнями в ювелирной промышленности используются облагороженные разновидности, т.е. природные камни, подвергнутые различным физико-химическим воздействиям для улучшения их цвета, повышения твердости и т.п. Чаше других облагораживаются мелоподобная бирюза, скрытокристаллические разновидности минералов кремнезема (агат, халцедон, опал и др.), бесцветный топаз, бледно окрашенный корунд и др.

От синтетических драгоценных камней следует отличать их имитации, изготавливаемые обычно из специального свинцового стекла — страза, хорошо поддающегося огранке и характеризующегося высокой дисперсией, с добавлением к нему различных хромофоров и пластмасс. Обнаружить подделки и имитации под драгоценные камни, различать их от синтетических аналогов — одна из важных, зачастую весьма трудных задач современной геммологии.

15.1. Благородный корунд Al_2O_3

Уступающий по твердости и абразивности лишь алмазу, корунд (по шкале Мооса твердость 9) благодаря ярким окраскам своих благородных разновидностей (рубина и сапфира) во всех классификациях ювелирных камней занимает ведущее место наряду с алмазом и изумрудом. Минерал кристаллизуется в тригональной сингонии; его кристаллы имеют столбчатую, бочонковидную, пирамидальную, пластинчатую формы и др. Спайность весьма несовершенная, блеск стеклянный, наилучшие разновидности совершенно чистые и прозрачные, дисперсия показателей преломления 0,018, двупреломление в среднем 0,008.

Химически чистый корунд бесцветен. Красная окраска различных интенсивностей и оттенков (рубин) обусловлена наличием примеси хрома (Cr^{+3}), изоморфно замещающего алюминий (Al^{+3}) в алюмоокислородных октаэдрах, а синяя, голубая, зеленая, фиолетовая, оранжевая, желтая и другие (сапфир) также различной интенсивности, глубины и оттенков — примесями титана (Ti^{+4}), железа (Fe^{+2} , Fe^{+3}), иногда марганца (Mn^{+4} , Mn^{+3}) и хрома (Cr^{+3}). Из других примесей-хромофоров присутствуют также ванадий, иногда никель и медь. Известны камни с проявлением астеризма в виде шестилучевой звезды или эффекта “кошачьего глаза”, обусловленных закономерно ориентированными включениями иголок рутила.

Главным геолого-промышленным типом месторождений благородного корунда являются элювиально-делювиальные и аллювиальные (террасовые и долинные) россыпи, широко представленные в Мьянме, Австралии (штаты Квинсленд и Новый Южный Уэльс), Индии (штаты Кашмир и Джамму), Шри-Ланке, Таиланде, Кампучии и в других странах. Коренные источники этих россыпей генетически разнообразны, представляя гнездовую и акцессорную рассеянную вкрапленность кристаллов сапфира или рубина в базальтах (Австралия, Кампучия, Таиланд), щелочных лампрофирах (месторождение Його-Галч в шт. Монтана, США),

силикатных флогопит-скаполит-плагиоклазовых скарнах (Шри-Ланка, Мьянма), слюдитовых грейзенах (месторождение Умба в Танзании и др.), сиенитовых и мнаскитовых пегматитах (Канада, Шри-Ланка, Мьянма), кристаллических сланцах и гнейсах гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Кроме того, имеют промышленное значение и выделяются в качестве самостоятельных геолого-промышленных типов: жиллообразные, гнездовые скопления и вкрапленность рубина в форстерит-диопсидовых магнезиальных скарнах среди доломитовых мраморов и кальцифиров глубокометаморфизованных гнейсовых толщ, интродуцированных гранитоидами (месторождения Могокского района Мьянмы, р. Хунза в Пакистане, месторождения Афганистана и Таиланда); жилы и линзы гранитоидных пегматитов с крупными кристаллами сапфира и рубина в полевошпатовой и контактовой с вмещающими доломитами и мраморами актинолит-тремолитовой зонах (месторождение Сунджем в шт. Кашмир, Индия).

Месторождения рубина Мьянмы

Всемирно известный Могокский рубиноносный район (или Могокский каменный пояс) в Мьянме с древнейших времен является источником драгоценных камней и в первую очередь самого высококачественного карминово-красного рубина цвета "голубиной крови".

Район находится к северо-востоку от Мандалая в высокогорной части страны и занимает площадь около 400 км². Его геологическое строение предопределено широким развитием глубоко метаморфизованных предположительно архейских пород — гранулитов, гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями кондолитов (силлиманитовых кварцитов), прорванных лейкократовыми гранитами комплекса Кобаинг (рис. 81). Участками в составе этих толщ появляются мощные горизонты преимущественно кальцитовых мраморов и ассоциирующих с ними известковистых гнейсов.

Мраморы — преимущественно грубозернистые породы белого, серого или буроватого цвета, сложенные преобладающим кальцитом с варьирующим количеством доломита и чешуйками графита. Содержание в них основных породообразующих оксидов CaO и MgO находится соответственно в интервалах 29,6–48,7 и 12,68–22,38%.

Граниты интрузивного комплекса Кобаинг обогащены кремнеземом (72,4% SiO₂) и щелочами (3,06% Na₂O; 4,52% K₂O), но

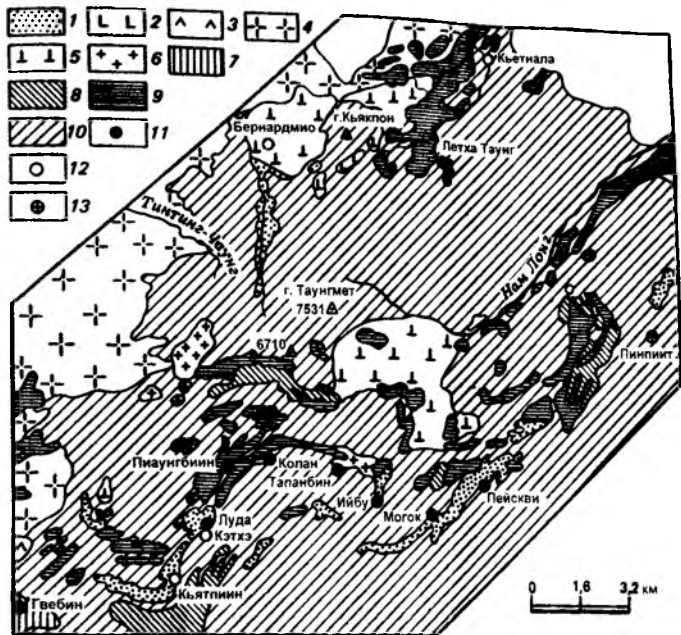


Рис. 81. Схема геологического строения Могокского района месторождений рубина и сапфира, Сев. Мьянма (по Юеру):

1 — аллювиальные отложения; 2 — основные и ультраосновные породы; 3 — щелочные породы; 4 — граниты формации Кобаинг; 5 — сиениты; 6 — авгитовые и роговообманковые граниты; 7 — кварциты; 8 — известковые гнейсы; 9 — известняки и кальцифиры; 10 — нерасчлененные кристаллические породы. Месторождения: 11 — рубина, 12 — сапфира, 13 — благородной шпинели

обеднены кальцием (2,33% CaO) и магнием (0,09% MgO). Помимо основной интрузивной фации в районе широко проявлена жильная серия этого комплекса, представленная телами и дайками гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов.

В центральной части района обнажается крупный Онгаинский массив сиенитов; второй, несколько меньший массив этих пород находится на севере района. Из других интрузивных образований зафиксированы небольшие тела авгитовых и роговообманковых гранитов, щелочных, основных и ультраосновных пород.

Рубиновая минерализация отчетливо приурочена к контакту мраморов с массивами, мелкими телами и дайками гранитов и пегматитов Кобаингского интрузивного комплекса. Мраморы в этом случае контактируют с гнейсами либо содержат их прослои.

Главные месторождения Могокского района — Пэйксви, Могок, Ибу, Тапанбин, Колан, Пиянбин, Луда, Катхе, Кьятпиин и Кияк-кян — связаны с поясом мраморов вдоль долины р. Могок, объединяющим пачки протяженных пластов и линз мраморов и кальцифиров и прослеживающимся в субширотном направлении. В составе этого пояса отмечается и наибольшая концентрация даек гранитов, гранит-аплитов и пегматитов.

Зоны продуктивных контактов даек и мраморов представляют магнезиально-кальцитовые скарны с характерным минеральным парагенезисом, включающим форстерит, диопсид, флогопит, скаполит, апатит, хондродит, а также шпинель и рубин. Последние образуют в породе рассеянную вкрапленность и гнездообразные скопления.

Кристаллы рубина имеют преобладающий призматический и бочонковидный габитус и окрашены в ярко-красные тона. Массовая доля Cr_2O_3 в них составляет около 2%. Встречаются рубины с астеризмом. Особенность кристаллов этого района — наличие в них параллельных (“шелк”) или пересекающихся под углом 60° (“сетка”) включений игольчатого рутила, шпинели, апатита, оливина, кальцита, желтого сфалерита, титанита, прозрачной слюды. Крупные рубины редки, их масса не превышает десятков карат.

Образование магнезиально-кальцитовых скарнов однозначно понимается как результат контактового воздействия на доломитизированные мраморы высокотемпературных пневматолито-гидротермальных растворов — дериватов кислой магмы Кобаингского интрузивного комплекса.

В тесной пространственно-генетической связи с коренными скарновыми месторождениями в Могокском районе имеются крупные вторичные элювиально-делювиальные месторождения рубина (бионы), формирующиеся на закарстованном мраморном плотике. Широкие трещины и карстовые пустоты в этих мраморах размером более 1 м в поперечнике выполнены обломочно-глинистым остаточным материалом, содержащим кроме кристаллов рубина шпинель, аметист, хондродит, апатит, авгит и др.

Месторождения сапфира Шри-Ланки

Шри-Ланка является практически единственным поставщиком на мировой рынок наиболее ценных голубых звездчатых сапфиров, обладающих оптическим эффектом и стоящих в ювелирной табели о рангах на одной ступени с небесно-синими камнями индийского происхождения — кашмирскими сапфирами. Их добыча, равно как и других менее ценных разновидностей этого

камня (желтых, оранжевых и др.), производится из многочисленных аллювиальных россыпей месторождений на юго-западе страны в районе г. Ратнапура (Город Драгоценных Камней) на площади около 2000 км². Наиболее известными месторождениями являются Пелмандулла, Раквана, Эхнелийягода, Багангода и Курувита.

Преобладают русловые (долинные) и террасовые россыпи. Продуктивные гравийно-галечниковые отложения (иллам), постоянно содержащие валуны и гальку белого кварца, железистые стяжения, песок и органогенный материал, в составе россыпи образуют небольшие, прерывистые, незакономерно встречающиеся линзы мощностью около 0,6 м. Между этими продуктивными (сапфиноносными) линзами и коренным плотиком россыпи, сложенным породами кондалитовой серии (кристаллические известняки, доломиты, кварциты, силлиманит-гранат-графитистые сланцы или кондалиты), постоянно наблюдается слой крупного галечника мощностью около 0,5 м. Перекрывающими отложениями в россыпи являются косослоистые пески (0,8 м), переходящие вверх в черные пески (1,7 м) с корнями деревьев.

Продуктивный слой (иллам) залегает на глубине от 1,5 до 15 м, изредка до 36 м от дневной поверхности. Сапфир в этом слое практически всегда ассоциирует с другими цветными камнями. Это цветные разновидности обычного корунда, зеленая шпинель (цейлонит), циркон, цветной турмалин, топаз, гранат, берилл (в том числе аквамарин), кордиерит, аметист, хризоберилл (александрит и кошачий глаз), ортоклаз (лунный камень), сфен, фибролит, андалузит, диопсид, корнерупин, апатит и сопутствующий им рутил. Здесь же встречаются торит, монацит, фергюссонит, самарскит, танталит.

Для этих месторождений характерны многие разновидности сапфира. Здесь найдены голубые и синие камни, в том числе и очень крупных размеров. Обычные сапфиры имеют бледную окраску и часто бывают разноокрашенными. Наиболее распространены бесцветные, желтые и оранжевые камни, причем все желтые сапфиры получили название "королевские топазы", а бледные — "восточные топазы". Изредка встречаются более ценные зеленые разновидности, а также звездчатые сапфиры.

Типоморфными особенностями сапфиров Шри-Ланки являются твердые включения различных минералов, а также жидкие и газовой-жидкие включения в виде различных каналов, сеток, сот и др. В составе твердых включений установлены циркон с его плеохроичными двориками, гранат, турмалин, шпинель, слюда, гематит, кальцит, халькопирит, иголки рутила с параллельной (шелк) и пересекающейся (сетка) ориентировками.

Коренной источник сапфиров рассматриваемых месторождений не ясен. Вероятно, не подлежит сомнению факт сноса обломочного материала россыпей с приподнятой горной центральной части острова, сложенной интенсивно метаморфизованными архейскими образованиями, включающими гранулиты, кристаллические сланцы и гнейсы, прорванные телами пегматитов (рис. 82). Различными исследователями указывается на три возможных ко-

ренных источника сапфиров: силикатные скарны, пегматитовые жилы и гранулиты.

Сапфировая минерализация, связанная с силикатными скарнами, фиксируется, в частности, в 60 км к восток-юго-востоку от г. Канди в центральной приподнятой части острова. Здесь крупный сиенитовый массив прорывает крупнозернистые доломитовые мраморы кондалитовой серии с образованием по ним скарнов. В составе последних форстерит, диопсид, флогопит,

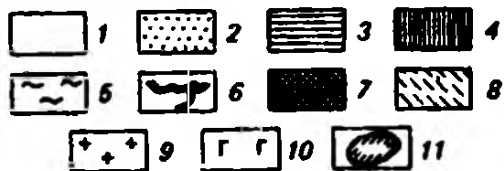
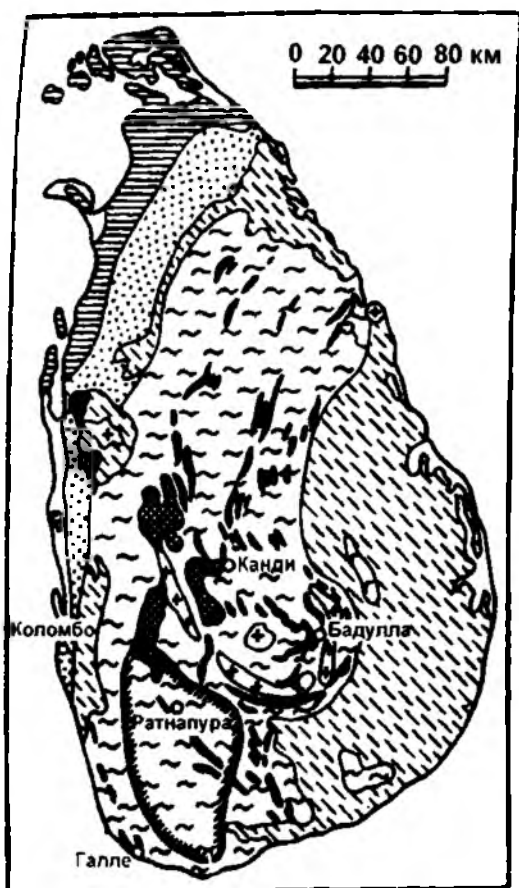


Рис. 82. Схема геологического строения о. Шри-Ланка (по Фернандо):

Отложения: 1 — современные, 2 — плейстоценовые, 3 — миоценовые, 4 — юрские; серия кондалитовая, архей: 5 — кварц-гранат-силлиманитовые породы, 6 — кальцифилы; серия Виджаян, архей: 7 — чарнокиты и гранатовые гнейсы, 8 — биотитовые гнейсы; 9 — граниты, сиениты; 10 — долериты; 11 — область, наиболее богатая драгоценными камнями

шпинель, хондрит, апатит, пирит. В эндоконтакте массива среди крупнозернистого пироксенового сиенита фиксируются эндоскарновые силикатные обособления до 0,3 м в поперечнике, сложенные агрегатом зерен олигоклаз-андезина, скаполита и силлиманита с многочисленными вкрапленниками кристаллов сапфира, чешуйчатого флогопита и зернами шпинели розовато-лилового цвета. Кристаллы сапфира длиной около 1 см прозрачны, окрашены в голубовато-зеленый и синий цвета и обнаруживают призматический боченковидный и остропирамидальный габитус.

Вблизи г. Канди среди кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма встречены также и сапфиросные гранулиты, а в окрестностях г. Мотара — пегматитовые жилы с кристаллами сапфира. Однако, как полагает Е.Я. Киевленко, кристаллы сапфира из гранулитов и пегматитов имеют совершенно иной облик по сравнению с указанным при рассмотрении россыпей.

Разработка месторождений ведется местными жителями простейшими методами: гравийно-галечный материал иллам добывается из небольших шурфов, транспортируется к воде в корзинах, затем промывается до серого шлиха с последующей ручной отборкой драгоценного материала. Крупнейший в мире кристалл сапфира голубого цвета массой 6033,4 г и размерами 28×18 см был найден близ г. Ратнапура в 1981 г.

15.2. Благородный берилл $\text{Be}_2\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_8]$

Неповторимая разнообразная окраска — отличительная черта благородного берилла, в первую очередь травяно-зеленого изумруда и голубого, иногда с зеленоватым оттенком аквамарина. Встречаются также розовые (воробьевит), золотисто-желтые (гелиодор), землянично-красные (биксбит), сапфирово-синие (аквамариномаксис) цвета и др.

Берилл относится к гексагональной сингонии. Его кристаллы отличаются правильной вытянутой, изометричной и сплюснутой формами, призматическим габитусом, стеклянным, чуть жирноватым блеском, прозрачностью, высокой твердостью (7,5–8), отсутствием спайности и неровным раковистым изломом.

В качестве примесей в нем могут быть ионы железа, хрома, магния, натрия, лития, цезия, рубидия и других элементов, а также цеолитная вода (1–2%), которая вместе с щелочами заполняет структурные каналы, параллельные оси шестого порядка. Зеленая окраска изумруда обусловлена наличием в нем хрома (Cr^{+3}), голубая и синяя аквамарина присутствием железа (Fe^{+3}) и отсутствием щелочей. При нагревании кристаллы могут обесцвечиваться или менять свою окраску.

Ниже приведены главные геолого-промышленные типы месторождений берилла.

1. Жильные и линзообразные тела занорышевых микроклиновых пегматитов с кристаллами аквамарина, гелиодора и воробьевита в базитовых, ультрабазитовых породах и биотитовых сланцах. Эти месторождения комплексные: ведущими полезными компонентами в них чаще всего являются не благородные бериллы,

а кристаллы мориона, дымчатого кварца и топаза; присутствуют также ювелирные турмалины (шерл), сподумен и редкие металлы. Длина пегматитовых тел 10–15 м, мощность 0,3–1 м. Обычно длиннопризматические, слабоокрашенные кристаллы благородного берилла (изумруд исключительно редок!) могут образовывать друзы и срастания с другими минералами в миароловых пустотах. К рассматриваемому типу относятся месторождения Старая Плантация, Пала-Чиф (США), Оуру-Прету, Говернадор (Бразилия), Эйосволл (Норвегия) и др.

2. Сложноветвящиеся жилы и жильные зоны флогопитовых и флогопит-биотитовых слюдитов с вкрапленностью кристаллов изумрудов среди метаморфизованных ультрабазитов, интродуцированных гранитоидами. Слюдиты развиваются в зоне контакта с гранит-аплитами и пегматитами, рассматриваясь в качестве грейзенов. Мощность жил колеблется от 0,2 до 10 м, протяженность жильных зон по простиранию достигает 300–500 м, глубина — 100–200 м и более. Призматические, иногда уплощенные таблитчатые кристаллы изумрудов сантиметровых размеров, сопровождаемые нередко александритом, бериллом, хризобериллом, турмалином, флюоритом, апатитом и другими минералами, неравномерно распределены в существенно флогопитовой массе породы. Ярким примером этого типа являются в нашей стране Изумрудные Копи Урала: он представлен также месторождениями Сандавана, Мустард (Зимбабве), Сомерсет (ЮАР), Раджгарх, Калигуман (Индия), Сват (Пакистан), Хабахталь (Австрия) и др.

3. Прожилки, жилы, штокверковые и жильные зоны кальцитового, доломит-кальцитового и пирит-альбитового состава с неравномерной вкрапленностью кристаллов изумруда среди черных глинистых сланцев и углистых известняков. Протяженность индивидуальных жил достигает 60 м, а мощность варьирует от миллиметров до 20 см. Призматические кристаллы изумруда размером 2–3 см ассоциируют с кальцитом, доломитом, пиритом, кварцем и альбитом, гетитом и баритом, образуя скопления в полостях. Выдающимися представителями данного типа являются телетермальные месторождения Колумбии: Музо, Чивор, Коскес, Вегод-Сан-Жоан; к нему принадлежит ряд месторождений Бразилии и Афганистана.

4. Горизонты продуктивных гравийно-песчано-галечниковых отложений с окатанной галькой ювелирного берилла в составе террасовых и долинных аллювиальных россыпей. Если для изумруда такие месторождения редки (Зимбабве, Бразилия, Австралия, Колумбия), то для других разновидностей благородного берилла это существенный источник промышленной добычи. Так,

большая часть кристаллов аквамарина, ювелирного зеленого берилла и гелиодора в Бразилии добывается из аллювиальных россыпей рек Марамбая, Жекитиньонь, Педра-Асул и др. Помимо упомянутых стран месторождения этого типа имеются на о. Мадагаскар и Шри-Ланке.

Изумрудные Копи Урала

Рудное поле Изумрудные Копи находится на восточном склоне Среднего Урала в северо-восточной части Восточно-Уральского поднятия в зоне сочленения Мурзинско-Адуйского антиклинория с Асбестовским синклинорием и включает свыше 20 месторождений изумрудов. Эти месторождения локализованы вдоль восточного субмеридионального экзоконтакта Адуйского массива гранитоидов верхнепалеозойского возраста.

Среди вмещающих нижнесилурийских амфиболитов, биотит-плагиоклазовых и амфиболитовых сланцев, плагиогнейсов и роговообманковых порфиритов присутствуют небольшие согласные тела измененных ультрабазитов — серпентинитов, тальк-хлоритовых и тальковых сланцев. Все эти породы прорваны нижнекаменноугольным Восточным диоритовым массивом и многочисленными дайками аплитов, пегматитов, диоритов, плагиоклазитов, жилами флогопитовых слюдитов, кварцевого и кварц-плагиоклазового состава — дериватов Адуйских гранитоидов.

Все месторождения связаны с телами измененных ультрабазитов. Рудная зона одного из них, расположенного в центральной части рудного поля, не выходит за пределы такого массива дунитов и перидотитов, находящегося в окружении амфиболитов и других метаморфических пород нижнего силура. Этот массив и вмещающие его породы имеют моноклинальное залегание с крутым восточным и северо-восточным падением контактов под углом 60–80°. Осложненные многочисленными апофизами контакты Восточного диоритового и Адуйского гранитоидного массивов в районе месторождения также круто падают на восток и северо-восток.

Рудная зона месторождения объединяет серию слюдитовых (флогопитовых) жил и рассекает массив дунитов и перидотитов по диагонали в северо-западном направлении от его висячего (восточного) бока на юге к лежащему (западному) боку на севере. Она прослежена по простиранию на 800 м на глубину до 150 м (без признаков выклинивания), ее ширина 50–70 м.

Мощность индивидуальных жил колеблется от нескольких сантиметров до 3–5 м в раздувах; их морфология осложнена раздувами,

пережимами, разветвлениями и сочленениями с образованием "рудных столбов" размерами в десятки метров в плане. Подавляющее большинство слюдитовых жил приурочено к контактам ультрабазитов с амфиболитами или диоритами. Жилы сложены буровато-зеленовато-серым мелко- и среднечешуйчатым (0,1–0,3 см) часто развальцованным флогопитом и находящимися в его окружении многочисленными линзочками плагиоклаза. Контакты жил с ультрабазитами подчеркнуты актинолит-тремолитовой и тальковой метасоматическими зонами мощностью от 0,1 до 2–3 м.

Метасоматиты другого минерального состава развиваются по амфиболитам (биотит+плагиоклаз+сфен) и биотитовым плагиосланцам (гранат+полевошпат+кварц+мусковит).

В флогопитовой массе слюдитовых жил, составляющей 99% их объема, помимо линзочек плагиоклаза (олигоклаз-андезин и альбит-олигоклаз) фиксируются выделения берилла, апатита, флюорита, а также фенакита, хризоберилла, изумруда и др. Здесь также устанавливаются реликтовые и акцессорные минералы исходных ультрабазитов — оливин, тремолит, тальк и др.

Берилл встречается в виде столбчатых длинно- и короткопризматических кристаллов размером 6–8 см по удлинению, зернистых и шестоватых агрегатов, иногда образующих радиально-лучистые сростания. Кристаллы прозрачные и полупрозрачные, светло-зеленого, желтовато-зеленого и серо-зеленого цвета, нередко зональные с более густо-зеленой, прозрачной и чистой периферической частью. Элементы-примеси: K, Na, Li, Cs, Rb, Ti, Mn, Cr, V, Ni, Cu, Ga, Sc, Zr. В берилле могут быть включения флогопита; нередко он замещается фенакитом, хризобериллом, бавенитом, миларитом.

Ярко-зеленый изумруд чаще появляется непосредственно в слюдитах, чем в плагиоклазовых и актинолитовых выделениях. Его короткопризматические кристаллы имеют размеры до 8×4×4 см. Некоторые из них покрыты тонкой пленкой альбит-маргаритового состава. Характерна зональность: внутренняя зона (иногда мозаичная) — берилл, внешняя — изумруд; граница раздела зон подчеркивается структурами растворения, вростками флогопита и плагиоклаза. По сравнению с неокрашенным бериллом в изумруде повышается количество калия, натрия и лития; кроме того, в нем присутствуют железо, хром, магний.

Зернистые агрегаты хризоберилла, слагающие небольшие линзы и желваки до 10–15 см в поперечнике, фиксируются лишь в слюдитах. Кристаллы хризоберилла светло- и грязно-желтые, непрозрачные и полупрозрачные, имеют гексагональный облик. Снежно-белые и медово-желтые, короткопризматические, прозрачные и замутненные кристаллы фенакита исключительно ред-

ки: их размер не превышает 3–4 см; минерал образует гнездовые обособления в слюдитах. Хорошо ограненные кристаллы апатита имеют белую, желтую, голубоватую или зеленоватую окраску и размеры в поперечнике от 0,5 до 3–5 см.

Образование изумрудоносных слюдитовых жил Изумрудных Копей Урала — предмет внимания многих исследователей. Вслед за А.Е. Ферсманом К.А. Власов считал, что это продукт остаточного, десилицированного ультраосновными породами пегматитового расплава, сильно обогащенного летучими и являющегося переходным к пневматолитам. По Д.С. Коржинскому, слюдиты являются контактово-реакционными образованиями, связанными с инфильтрацией постмагматических растворов. Позднее А.И. Гинзбург, А.А. Беус и другие дополнили схему Коржинского, отнеся слюдиты к грейzenам основных и ультраосновных пород. Последующими исследованиями О.Е. Чижика и З.В. Лекуха с учетом данных палеотермометрии и состава водных вытяжек по включениям в берилле, изумруде, фенаките, хризоберилле, апатите и плагиоклазе показано, что формирование слюдитов с сопровождающей изумрудно-берилловой минерализацией происходило в результате наложения пневматолито-гидротермальных растворов гранитоидных магм на ультраосновные породы с широким развитием метасоматоза. Кристаллизация изумруда в слюдитах происходила совместно с апатитом при температурах ниже границы пневматолита и гидротермальной области (350–370 °С) после образования бесщелочного раннего берилла и олигоклаз-андезина, хризоберилла и фенакита, но предшествовала формированию альбит-олигоклаза, кварца и флюорита.

Уникальные камни, найденные в Изумрудных Копях Урала: изумруд Коковина (или Кочубеевский изумруд) массой 11 тыс. карат, хранящийся в Минералогическом музее РАН (Москва); Славный Уральский массой 3362,5 карат, находящийся в Алмазном фонде (Москва).

Месторождения изумруда Колумбии

Большая часть мировой добычи изумрудов с давних пор принадлежит Колумбии. Отсюда на мировой рынок поступают лучшие в мире камни, исключительно высокоценные в торговых кругах и у ювелиров различных стран. В настоящее время в Колумбии известно около 180 месторождений изумруда, расположенных в Восточных Кордильерах. Основная добыча приходится на месторождения Музо, Коскес, Чивор (Сомондоко, или “Бог зеленых камней”), Пеньяс Бланкас, Якопи и др.

В основании геологического разреза изумрудоносного района Восточных Кордильер залегают кристаллические сланцы, филлиты и граниты палеозойского возраста, обнажающиеся в ядрах антиклинальных структур. Выше следуют битуминозные глинистые сланцы и известняки нижнего мела, перекрытые морскими и континентальными песчаниками, сланцами, алевролитами и конгломератами верхнего мела.

Изумрудная минерализация повсеместно связана с жилами существенно кальцитового и альбитового состава, широко развитыми среди нижнемеловых углистых известняков и битуминозных сланцев.

На месторождении Музо (рис. 83) нижнемеловые образования представлены существенно углистыми известняками и сланцами (формация Вилетта), подразделяющимися на верхнюю изумрудоносную и нижнюю непродуктивную (камбиадо) пачки. Нижняя

пачка камбиадо сложена интенсивно дислоцированными углистыми известняками с подчиненными прослоями углисто-глинистых сланцев, содержащими секущие флюорит-кальцитовые жилы с баритом и альбитом; породы местами альбитизированы, особенно в верхах пачки.

Пологозалегающая продуктивная верхняя пачка с несогласием перекрывает нижнюю; контакт между ними тектонический и выражен брекчиями с полосчатой текстурой, обусловленной параллельной ориентацией обломков углистых сланцев (горизонт сенсера). В этих брекчиях появляются

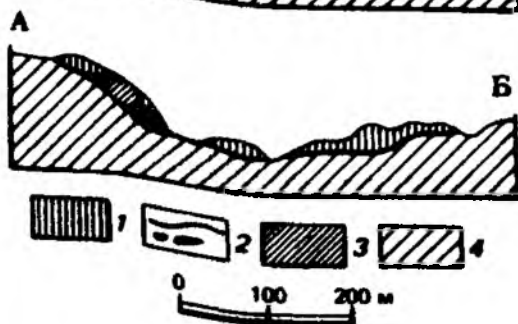
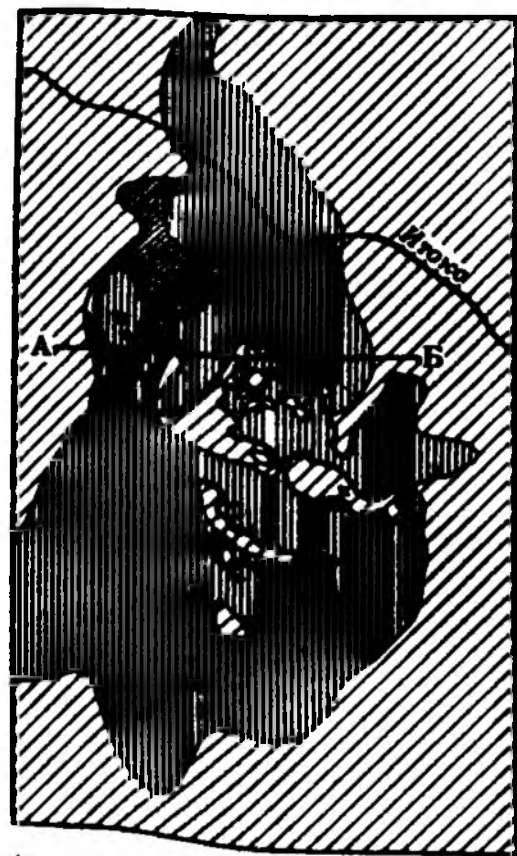


Рис. 83. Схема геологического строения (вверху) и разрез (внизу) месторождения Музо (Е.Я. Киевленко и др.):

1 — изумрудоносные слои углистых сланцев с прослоями известняков; 2 — брекчированные и измененные породы (слои камо и сенсера); 3 — брекчированные известняки слоев камбиадо; 4 — слои углистых известняков с прослоями сланцев камбиадо. А-Б — линия разреза

ся красные альбит-доломит-пиритовые и серые кварц-доломит-барит-кальцитовые агрегаты, а под ними в самых верхах пачки камбиадо — участки крупнокристаллического кальцита, кварца, иногда с альбитом и баритом (горизонт камо).

Верхняя пачка мощностью от 10 до 50 м сложена углисто-глинистыми сланцами с маломощными (5–10 см) слоями черных углистых известняков. Разноориентированные ветвящиеся жилы и прожилки кальцитового состава образуют в разрезе пачки сложный штокверк; наиболее крупные из них длиной до 60 м и мощностью до 0,2 м залегают субгоризонтально, тяготея к верхам пачки. Маломощные прожилки сложены шестоватым кальцитом и арагонитом, а в более мощных жилах появляются также доломит, пирит, кварц, изредка изумруд. Вмещающие известняки вблизи контактов с жилами перекристаллизованы и подобно сланцам содержат вкрапленность кристалликов и желваков пирита.

Продуктивная пачка месторождения Чивор представляет чередование глинистых сланцев и известняков, разбитых послойными и секущими минерализованными трещинами; выполняющие их жилы имеют иной, чем на месторождении Музо, состав. Это пиритовые, пирит-альбитовые и альбитовые образования. Среди глинистых сланцев фиксируются свободные полости-гнезда, соединяющиеся с жилами тонкими проводниками; полости содержат кристаллы изумруда, альбит и пирит.

Средняя длина кристаллов изумрудов из месторождений Колумбии 2–3 см, в исключительных случаях достигая 10–15 см. Преобладает светло-зеленый цвет; наиболее ценные густо окрашенные камни встречаются реже. Габитус кристаллов — шестигранная призма и базис, перпендикулярный к ее граням. Спецификой колумбийских изумрудов является обилие в них жидких и наличие трехфазных включений; на месторождении Музо, кроме того, большое количество темных непрозрачных включений углистого вещества, пирротина, кальцита и паризита, а на месторождении Чивор — альбита, кварца и пирита. Другая особенность — отчетливо выраженный дихроизм: N_e — зеленый, голубовато-зеленый; N_o — желтовато-зеленый ($N_o < N_e$). Наиболее известные камни: Кристалл из Гачалы (7025 кар), Австрийский изумруд (2681 кар), Девонширский изумруд (1383,95 кар), Патриция (622 кар).

Единого мнения о генезисе месторождений колумбийских изумрудов нет. Высказанные точки зрения едины относительно их формирования из водных флюидов, но при этом варьируют от высокотемпературной гидротермальной гипотезы, предполагающей наличие в районе еще не выявленных гранитных интрузивов,

до низкотемпературной латераль-секреционной, отводящей решающую роль циркуляции нагретых метеорных вод с заимствованием компонентов окружающих пород. В.Я. Киевленко, обращая внимание на низкие температуры гидротермальных растворов, установленные по газовой-жидким включениям (100–180 °C), и безусловный факт мобилизации CaO, SiO₂, FeO, MgO, REE и других из вмещающих пород, рассматривает эти растворы глубинными, привносившими с собой Na, CO₂, S и F; источник Be и Cr, находившихся в них, не ясен.

Из всех получаемых в Колумбийских месторождениях изумрудов около 60% торгового качества, 25% — среднего, остальные — высокого качества. Торговля изумрудами на внешнем рынке дает около половины всех валютных поступлений страны.

15.3. Хризоберилл BeAl_2O_4 и топаз $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})$

Известны ювелирные прозрачные кристаллы хризоберилла зеленовато-желтого или оливкового цвета, популярна его опалесцирующая разновидность с эффектом “кошачьего глаза” — цимофан, но наиболее ценным является александрит — изумрудно-зеленый камень при дневном освещении и фиолетово-красный при электрическом.

Хризоберилл кристаллизуется в ромбической сингонии, его кристаллы имеют таблитчатую и призматическую формы; чрезвычайно характерны двойники. Обычные примеси: Fe, Cr, Mn, Zn, Co, Sn, Ga, Ti, Pb. Зеленовато-желтые и оливковые окраски обусловлены присутствием ионов Fe^{+3} , а александритовая — Cr^{+3} . Блеск стеклянный, спайность несовершенная, излом неровный раковистый, твердость 8,5, дисперсия показателей преломления 0,015.

Главным поставщиком этого драгоценного камня являются аллювиальные россыпи Бразилии, Шри-Ланки и Мадагаскара, где он добывается из продуктивных галечниковых слоев совместно с турмалином, топазом, гранатом и др. Кроме того, он встречается в бериллоносных микроклиновых, микроклин-альбитовых и мусковит-микроклиновых пегматитовых телах Бразилии, Мадагаскара, США, Шри-Ланки, а также среди изумрудоносных грейзеновых жил флогопитовых и флогопит-биотитовых слюдитов (Изумрудные Копи Урала, месторождения Зимбабве и ЮАР, Индии и Пакистана).

Ювелирные топазы привлекают внимание внутренней игрой света и разнообразными окрасками — голубой, синей, розовой, красно-фиолетовой, синевато-зеленой, желтой; известны зонально

окрашенные и бесцветные разновидности минерала. Природа его окраски дискуссионна. Кристаллы обычно прозрачны, иногда с облачным эффектом; бесцветные водяно-прозрачные топазы редки.

Отношение F:ОН в минерале изменчиво; его минимальная величина составляет 3 : 1. В качестве примесей топаз содержит K, Na, Ca, Mg, Sr, Ti, V и Ge. Характерно наличие газовых, жидких и газовой-жидких включений, содержащих углекислоту, сероводород, сернистый ангидрид, аммиак, хлор, азот; не менее часты твердые включения различных минералов, в том числе флюорита, кварца, колумбита, альбита.

Топаз кристаллизуется в ромбической сингонии, облик кристаллов — призматический, сильно варьирующий в зависимости от развития тех или иных кристалломорфологических форм. Спайность совершенная, излом раковистый, блеск стеклянный, иногда с перламутровым отливом на плоскостях спайности. Твердость 8, плотность, показатели преломления, двупреломление и другие параметры варьируют в зависимости от окраски и величины отношения F:ОН.

Основная масса ювелирных топазов поступает из месторождений двух типов, упоминавшихся ранее, — разнообразных тел микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитов в гранитах, гнейсах и амфиболитах, а также связанных с ними погребенных продуктов коры выветривания — элювиально-делювиальных россыпей.

В изометричных, трубо- и штокообразных пегматитовых телах, с хорошо развитым кварцевым ядром и залегающих в апикальных частях гранитоидных массивов, кристаллы топаза массой до 100 кг и более находятся в крупных минерализованных погребках-камерах совместно с пьезокварцем и бериллом. Такие месторождения встречаются на Украине, а также в США.

Несколько иного облика — линзовидные и пластообразные — тела пегматитов, залегающие в гнейсах, гранитогнейсах и амфиболитах, в своих минерализованных полостях-занорышах, наряду с бериллом, морионом, дымчатым кварцем и другими минералами, содержат кристаллы топаза разнообразной окраски массой до 20 кг. Эти месторождения широко развиты в Бразилии (Оуру-Прету и др.) и на о. Мадагаскар.

В продуктивных глинисто-щебнистых отложениях элювиальных и элювиально-делювиальных погребенных россыпей, развитых на значительных площадях (от сотен до десятков тысяч метров), сосредоточена большая часть добываемых ювелирных топазов. Наиболее известные из них — Оуру-Прету, Вила-Рика и другие в Бразилии, Анказобе, Ифемнина на Мадагаскаре, а также месторождения Украины.

С микроклиновыми и микроклин-альбитовыми миароловыми пегматитами Бразилии связаны промышленные концентрации топаза, аквамарина, турмалина, кунцита и др. Эти месторождения являются комплексными: драгоценные камни в них добываются одновременно со слюдой, бериллом (как основным промышленным носителем бериллия), танталитом и колумбитом, полевыми шпатами и каолином. Пегматитовые тела с драгоценными камнями являются коренными источниками других не менее значимых элювиальных, элювиально-делювиальных и аллювиальных россыпных месторождений этого сырья.

Пегматиты распространены в восточной части шт. Минас-Жерайс, где они образуют несколько полей в составе так называемого "слюдяного пояса" (см. рис. 70). Большая часть этого района (гористого плато Планальто) сложена архейскими сланцами и гнейсами кристаллического фундамента, а также протерозойскими и палеозойскими кварцитами и филлитами; пегматиты южного фланга пояса непосредственно к северу от Рио-де-Жанейро находятся среди гнейсовидных полосчатых норитовых, диоритовых и анортозитовых пород, далее — в окружении темных, интенсивно смятых в складки биотитовых сланцев предположительно архейского возраста, а на северном фланге пояса они прорывают толщу кварцитов и филлитов. По последним данным (П.В. Харбен и Р.Л. Бейтс) возраст пегматитов оценивается как позднедокембрийский—раннепалеозойский.

Пегматитовые тела изменчивы по форме, размерам и соотношениям с вмещающими породами. Наиболее крупные из них представлены линзовидными и дайкообразными формами протяженностью в несколько сотен метров и мощностью от 4 до 30 м; внутренняя структура тел характеризуется наличием кварцевого ядра, окруженного пегматоидной и графической зонами кварц-микроклинового состава (рис. 84). Определяющий полезный компонент — про-

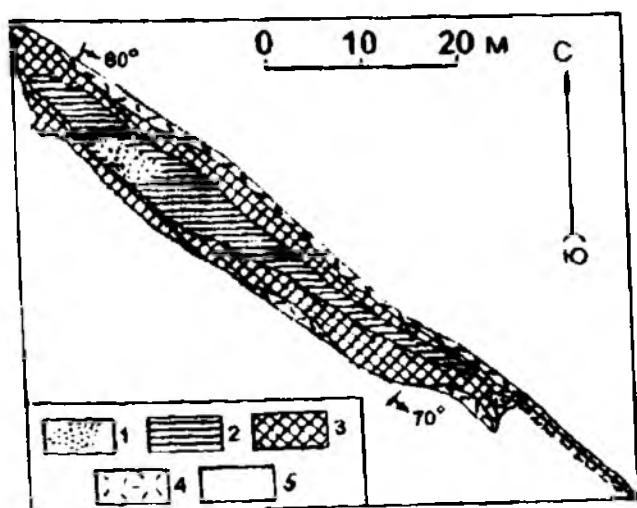


Рис. 84. Геологическое строение пегматитовой жилы Поко дос Ковалос, Кира, Бразилия (по Джонстону):

1 — кварцевое ядро; зоны: 2 — блоковая полевошпатовая, 3 — пегматоидная мусковит-полевошпат-кварцевая, 4 — мусковитовая, 5 — кристаллический биотитовый сланец

мышленный “рубиновый” мусковит — неравномерно распределен в пегматитовом теле, образуя обогащенные кварц-мусковитовые участки близ кварцевого ядра либо в боковых зонах. В кварцевом ядре и по его периферии локализуются миароловые камеры или занорыши (карманы) с кристаллами горного хрусталя, топаза и аквамарина, а в пегматоидной зоне среди крупных блоков кварца и полевого шпата находятся непрозрачные и прозрачные кристаллы берилла. В отдельных телах пегматитов встречаются также ювелирные топазы высокого качества, кристаллы дымчатого кварца, рутила, циркона, турмалина, иногда эвклаза.

В верхних частях пегматиты, как правило, выветрелые по меньшей мере до глубины 60–70 м, причем в значительно большей степени, чем вмещающие их породы.

В результате размыва этих древних кор выветривания произошло образование большого числа россыпных месторождений.

В составе элювиально-делювиальных россыпей присутствуют горный хрусталь, топаз, аквамарин, гелиодор, гранаты. Элювиально-делювиальная россыпь месторождения Оуру-Прету представлена щебенисто-глинистым материалом, содержащим разнообразные драгоценные камни. Кристаллы топазов этого месторождения длиной до 20–30 см и массой до 100 кг отличаются простыми кристаллографическими формами; их габитус призматический, иногда пирамидальный с пинакоидом и без него; окраска изменяется от светло-желтой и янтарной до красно-бурой и темно-коричневой. Здесь найдены очень редкие розовые и красные топазы, называемые иногда “бразильскими рубинами”.

Наиболее значительные аллювиальные россыпи связаны с долинами рек Педра-Асул, Топазион, Риу-Микури и Марамбайя. Продуктивный слой россыпи Марамбайя сложен светлым крупнозернистым песком с галькой пегматита, гранатов и других цветных камней. Здесь добывали голубые аквамарины массой до 110,2 кг (!), зеленые бериллы и горный хрусталь. Террасовая россыпь Педра-Асул имеет сложное строение, в ней находится несколько продуктивных слоев белого галечника (“касальхо”), содержащих окатанные кристаллы горного хрусталя, дымчатого кварца, аквамарина массой до 1 кг, желтого топаза размером до 8–10 см в поперечнике, граната и турмалина.

Из месторождений Бразилии добывают большую часть гелиодоров и около половины всех аквамаринов в мире.

Помимо многочисленных кристаллов горного хрусталя, дымчатого кварца и мориона заслуживают упоминания цитрин, амазонит, ювелирный спессартин, а также ювелирные турмалины, представленные обычно эльбаитами различного цвета (в том числе

полихромными и “кошачий глаз”) и необыкновенной красоты рубеллитами.

В конце прошлого века до 90% цветных камней в Бразилии добывалось из россыпных месторождений более чем 100-тысячным отрядом бедняков-старателей (“гаримпейрос”). В общей структуре совокупной стоимости ежегодно добываемых наиболее ценных цветных камней (кроме алмазов) Бразилия занимает третье место в мире вслед за Колумбией и Австралией.

15.4. Благородный опал $\text{SiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, ювелирный и поделочный кварц SiO_2

К благородным опалам принадлежат бесцветные или окрашенные разновидности минерала, обладающие опалесценцией — особой радужной внутренней игрой отраженного света. В зависимости от окраски и характера опалесценции выделяют: белый опал — бесцветный, белый или светлоокрашенный со светло-голубыми тонами опалесценции; черный опал — темный с различными оттенками вплоть до черного и яркими синими, красными и зелеными тонами опалесценции; арлекин — с разнообразной пятнистой опалесценцией на огненном фоне; “кошачий глаз” — с концентрически-зональной опалесценцией в ярких зеленых тонах; царский опал — с темно-красным или бронзовым ядром, окруженным изумрудно-зеленой каймой и неокрашенной внешней зоной и др. В число ювелирных включают и некоторые разновидности обыкновенного опала с красивой окраской: кахолонг — фарфоровидный опал, опал-оникс (или опал-агат) — с чередующимися окрашенными слоями и др.

Великолепными декоративно-поделочными свойствами обладает окаменелое дерево, имеющее в большинстве случаев опаловый состав. Оно принимает зеркальную полировку, имеет неравномерную, преимущественно темную окраску и обнаруживает великолепно сохранившийся структурный рисунок — узор древесины.

Особенность химического состава минерала — переменное количество (6–10%) в нем воды. Обычные примеси: оксиды алюминия, железа, кальция, магния, титана, марганца, хрома и др. Под электронным микроскопом в благородном опале устанавливается наличие сферических частиц кремнезема диаметром 150–450 мкм, образующих плотнейшую упаковку и сложенных беспорядочно расположенными мелкими глобулами 10–50 мкм в поперечнике. В пустотах между сферическими частями — аморфный кремнезем, вода, кристаллики тридимита и кристобалита. Считается, что эффект опалесценции обусловлен закономерным расположением

сферических частиц. Твердость минерала 5–6,5; плотность 1,9–2,3 г/см³. Его отличают стеклянный блеск и хрупкость. В результате дегидратации на воздухе может трескаться.

В природе благородные опалы исключительно редки. Они встречаются в приповерхностных гидротермальных образованиях (выполняют полости в вулканических породах) и в древних корях выветривания. Главным геолого-промышленным типом месторождений благородного опала являются опалоносные пласты каолинизированных осадочных пород в нижней части площадных кор выветривания. К этому типу относятся месторождения Австралии.

Наиболее широко распространенный в природе минерал кремнезема — кварц, как в виде хорошо образованных кристаллов и их агрегатов, так и скрытокристаллических образований (халцедон) и существенно кварцевых горных пород широко используется в ювелирном и камнерезном деле.

Бесцветный и прозрачный кварц (горный хрусталь) после полировки приобретает яркий блеск, эффектный в ювелирных изделиях. Окрашенные разновидности кристаллов привлекают внимание своим цветом: фиолетовым различной интенсивности, иногда с розовым или красноватым оттенком (аметист), лимонно-желтым с золотистым и буроватым оттенками (цитрин), смолисто-черным (морион), серо-коричневым и бурым (дымчатый кварц или раухтопаз).

Полупрозрачные кристаллические агрегаты кварца замечательны своими окрасками и различными оптическими эффектами: это розовый кварц с различными оттенками, опалесцирующий и обладающий астеризмом; коричневатый, серо-желтый, красноватый и зеленоватый авантюрин с золотистым искристым отливом или мерцающим блеском; луково-зеленый празем; кошачий глаз, соколиный глаз, тигровый глаз и др.

Скрытокристаллические агрегаты кварца — халцедоны, также полупрозрачные, со слабым восковым блеском, под электронным микроскопом обнаруживают микроволокнистое строение; они обладают значительной пористостью с порами размером около 0,1 мкм. Помимо воды в минерале могут присутствовать оксиды железа, алюминия, магния, кальция, никеля, марганца и др. Наличие пор и их заполнение обуславливают изменчивый состав кремнезема (90–99% SiO₂), а также пониженную, чем у кристаллического кварца, твердость (6,5–7), плотность (2,57–2,64 г/см³), показатели преломления и другие параметры.

Разнообразие окраски халцедона привело к выделению его многочисленных разновидностей: изумрудно-, травяно- и яблочко-зеленого хризопраза, красно-оранжевого сердолика, красного

красноли, коричневого сардера, голубого и синего сапфирина, дуково-зеленого прагема, темно-зеленого с красными крапинками телнотропа, желтых и бурых рисунчатых кремней, полосчатых агатов и онисов.

Существенно кварцевые горные породы представлены главным образом яшмами и яшмоидами, тесно связанными с ними кварцитами; близки к ним также иризирующий обсидиан и некоторые другие обризования. Яшмы имеют преимущественно кварцевый или халцедоновый состав с подчиненным количеством алюмосиликатов, оксидов и гидроксидов железа и марганца; обычно объединяемые с ними яшмоиды сложены кварцем и полевым шпатом. Количество кремнезема в обсидиане составляет 66-75%, а воды — не превышает 1%, нередко в нем устанакливаются микролиты полевых шпатов и амфиболов, иногда оксидов железа. Все эти породы обладают высокой твердостью и прочностью, прекрасно полируются, отличаются красивыми рисунчатыми текстурами и яркими окрасками (яшмы), своеобразным блеском и иризирующей (обсидианы), реликтовыми узорами древесины (окаменелое дерево халцедонового и кварцевого состава).

Основные геолого-промышленные типы месторождений кристаллокварцевого сырья рассмотрены в гл. 13 (пезооптические сырь). Следует подчеркнуть, однако, что для иметиста главнейшим источником высококачественных ювелирных кристаллов являются протяженные (сотни метров) зоны минерализованных трещин и кварцевых друзахеносных жил в массивных гранитоидах. К этому типу относятся широко известные месторождения Урала (Ватага, Тальян и др.) и Зимбабве (Мвакамбики).

Крупные коренные месторождения благородного халцедона (главным образом ювелирно-поделочные шпаты) связаны с основными и средними вулканическими породами. Минерализация тесно и прихотливо минерала проявляется либо в определенных горизонтах лавовых потоков, либо в рассекающих их тектонических зонах и трещинах. Такие месторождения известны в Италии, Бразилии, Уругвие. Это Ахалцихское месторождение в Грузии, Иджеванское в Армении, месторождения Северо-Востока России и др.

Основным геолого-промышленным типом месторождений яшмы являются протяженные (сотни метров) линзовидные и пластовидные залежи мощностью в несколько метров в составе измененных вулканическо-осадочных толщ (туфы, туфогиты, кремнистые сланцы, андазы, иногда серпентиниты), ювелирно-поделочные разновидности характеризующиеся высокой декоративностью составляют лишь меньшую часть этих залежей, представленных основным декоративно-облицовочными сортами. Месторождения

этого типа широко проявлены на Урале (гора Полковник в Оренбургской области, Калканское в Башкортостане и др.).

Месторождения обсидиана связаны с проявлениями молодого (мезокайнозойского) вулканизма. Главным промышленным источником получения его ювелирно-поделочных разновидностей являются пластообразные тела в контурах лавовых потоков кислых диффузивов протяженностью в десятки—сотни метров и мощностью в метры—десятки метров. С ними также могут быть связаны промышленные элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи. Такие месторождения известны во многих странах (США, Мексика, Италия и др.). В России это месторождения Северо-Востока и некоторых других регионов.

Большое количество аметиста, других окрашенных кристаллов кварца, а также халцедона добывается из различных россыпей.

Месторождения благородного опала Австралии

Практически весь (более 95%) благородный опал в мире получают из месторождений древних кор выветривания, причем подавляющее большинство из них находится на территории Австралии.

Геологически эта территория принадлежит к так называемому большому Артезианскому бассейну (рис. 85), сложенному меловыми и третичными отложениями, по которым развита латеритная кора выветривания миоценового возраста остаточного (элювиального) типа, свойственного пенепленизированным платформам. Породы мела и палеогена смяты в пологие складки с максимальными углами падения крыльев не более 20°.

В районах месторождений образования коры выветривания австралийскими геологами подразделяются на три зоны: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя зона мощностью до 30 м сложена белыми и светло-серыми каолинистыми глинами, постепенно замещающими исходные осадочные породы мела и палеогена. В ее основании (1–7 м) находятся слабыветрелые материнские породы — серые и буроватые монтмориллонитовые глины, а также глинистые и известковистые песчаники, иногда содержащие слои гипса и линзы кварцевых конгломератов.

Средняя зона представлена пестро окрашенным каолинистым материалом красных и желтых цветов, обусловленных появлением оксидов железа; ее мощность колеблется от 5 до 25–30 м.

Верхняя зона крепких силифицированных пород мощностью до 15–20 м образует бронирующий панцирь на вершинах холмов; в основании — это фарфоровидные породы, переходящие вверх в грубозернистые неоднородные образования с нодулярной

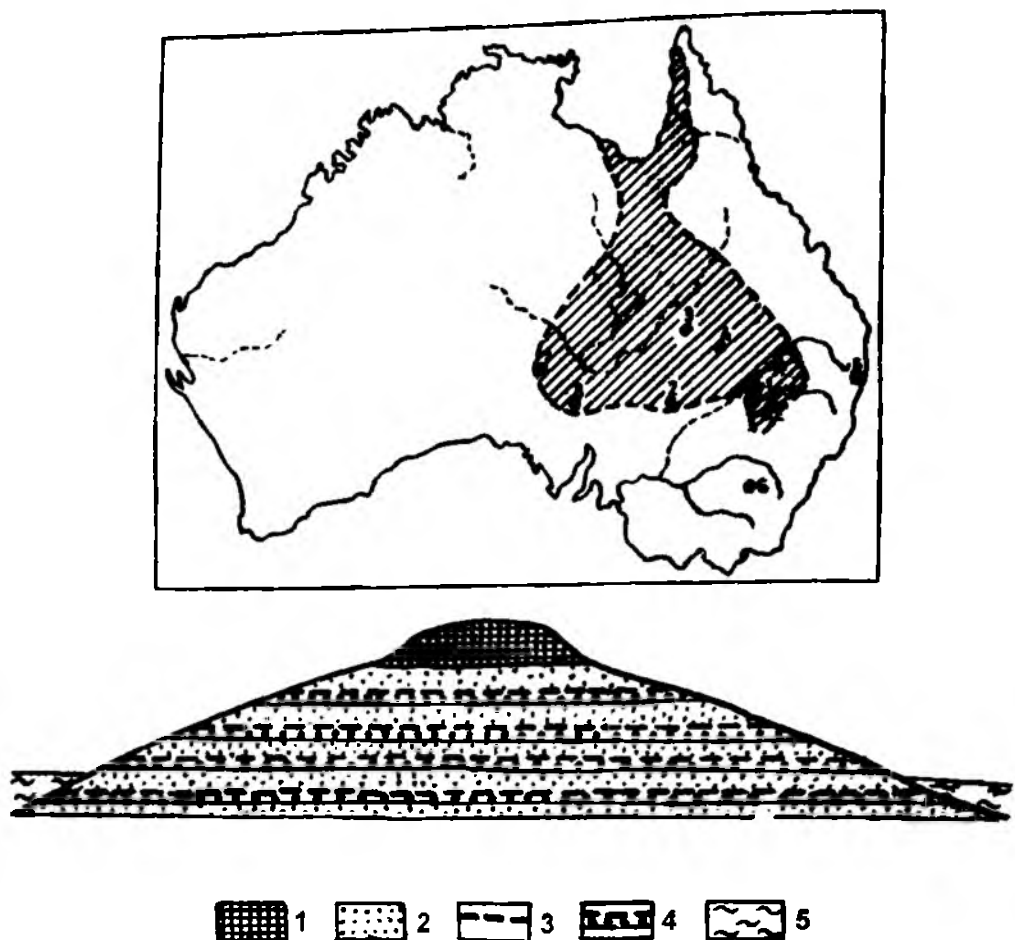


Рис. 85. Вверху: местоположение месторождений опала в Австралии:

1 — Лайтинг-Ридж, 2 — Уайт-Клифс, 3 — Ироманга, 4 — Куннамупла, 5 — Тинтенбар, 6 — Роки-Бридж, 7 — Кубер-Педи, 8 — Андамука. Штриховкой показана территория Большого Артезианского бассейна.

Внизу — схематический разрез на месторождениях опала Австралии. 1 — кремнистый панцирь, мощность 4–5 м; 2 — каолины и глинистые песчаники, мощность 25–30 м; 3 — силицифицированный и ожелезненный прослой песчаника (“стальной слой”), мощность до 5 см; 4 — опалоносная порода, глины с желваками опала, мощность от 1,3 до 2 м; 5 — современные аллювиальные отложения

сферолитовой текстурой и признаками растворения и переотложения кремнезема в ходе климатической силицификации.

Суммарная мощность коры выветривания колеблется от 6–15 до 50–60 м.

Скопления желваков, прожилков и псевдоморфоз опала по раковинам, костям рептилий, кальциту и гипсу приурочены к монтмориллонитовому основанию коры выветривания (Лайтинг-Ридж, Андамука и др.), реже они находятся и выше — среди белых и светло-серых каолиновых глин (Уайт-Клифс).

Доля благородных разновидностей в общей массе добываемого опала невелика (не более 4–5%). Они слагают тонкие слойки и прожилки мощностью 2–4 см, образуют псевдоморфозы по дву-

створчатым раковинам, брахиоподам, криноидеям, растительным остаткам, кальциту и гипсу, а также выполняют ядра и прожилки в кремнистых конкрециях диаметром до 20 см. Это прозрачные и полупрозрачные, редко черные, чаще темно-серые, зеленые, красные, синие, голубые и белые образования с опалесценцией, вызывающей разнообразную игру цвета в красных, зеленых и голубоватых тонах; способность к растрескиванию выражена слабо. Опалы из Кубер-Педи чаще всего красные, оранжевые и белые, а из месторождения Андамука — зеленые и голубые; черные опалы найдены на месторождении Лайтинг-Ридж.

В ассоциации с благородным опалом находятся обыкновенный опал, серицит, каолинит, гетит, гиббсит, кварц, халцедон, лимонит, псиломелан, алунит.

Геологический облик месторождений един; различия состоят лишь в деталях, качестве и масштабах минерализации. Так, месторождение Лайтинг-Ридж (Воллангула) занимает огромную равнину площадью в сотни квадратных километров. Она перекрыта аллювиальными четвертичными отложениями, кроме выступающей гряды холмов, сложенных осадочными породами мелового возраста (формация Уинтон). В их составе сверху вниз выделяются:

тонкозернистые белые и кремовые каолиновые породы с зернами кварца, в поверхностных обнажениях сцементированные халцедоном и опалом, мощностью до 5 м (аргиллиты Кукорэн);

тонкозернистые белые глинистые породы с округлыми зернами белых аргиллитов, сложенных кварцем, халцедоном, измененным полевым шпатом и вулканическим стеклом мощностью от 4 до 20 м и более (песчаники Воллангула);

серые и буроватые монтмориллонитовые глины, иногда окрашенные оксидами железа в красный цвет; образуют несколько пластов мощностью от 1,3 до 7 м (аргиллиты Финч).

В монтмориллонитовых глинах фиксируются от двух до пяти горизонтов с благородным опалом. Глубина залегания этих горизонтов от 12 до 30 м. Опал образует эллипсоидальные желваки, реже встречается в виде слойков, прожилков и псевдоморфоз по флоре и фауне. Это единственное месторождение, где добывают черный опал.

Большинство австралийских геологов связывают образование этих месторождений с древним (миоценовым) выветриванием песчано-глинистых пород за счет кремнезема, освобождавшегося при разложении полевых шпатов в каолины. Опал формировался в нижних горизонтах коры при замещении кремнеземом всевозможных конкреций, галек известняков и кварцитов, известковых раковин и других образований исходных пород. По мере развития

коры вглубь устойчивый в этих условиях опал сохранялся, накапливаясь в глинистых зонах.

Некоторые геологи полагают, что рассматриваемые месторождения опала являются результатом современной климатической силицификации, свойственной пустынным районам с жарким сухим климатом. В таких условиях породы типа песчаников на хорошо дренируемых плато переходят в кварциты, а ниже, близ зеркала грунтовых вод, происходит образование халцедона или опала.

Месторождения аметиста Среднего Урала

Среднеуральские месторождения аметиста приобрели мировую известность благодаря уникальной красоте камня. Они находятся в составе знаменитой Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы, протягивающейся на 70–80 км в субмеридиональном направлении вдоль контакта метаморфических пород на западе и гранитоидных массивов Мурзинского и Адуйского на востоке. Ширина полосы колеблется от 4–5 до 15 км.

В геологическом строении этого района принимают участие нижнепалеозойские гнейсы, углистые, хлорит-серицитовые сланцы и вулканогенно-обломочные породы, среднепалеозойские тела перидотитов и верхнепалеозойские гранитоиды, жильная серия которых представлена небольшими телами аплитов, аляскитов, гранодиоритов, плагиогранитов, пегматитов, а также кварцевых и кварц-аметистовых жил.

Месторождения аметиста большей частью расположены в зоне эндоконтакта массивов гранитоидов с гнейсами; в единичных случаях (месторождение Тальян) они отмечаются среди гнейсов. В структурном отношении эти месторождения, представленные системами параллельных и пересекающихся минерализованных трещин и жил с горным хрусталем и аметистом, связаны с зонами оперяющих сколовых трещин северо-восточного простирания и крутого юго-восточного (реже северо-западного) падения. Протяженность таких зон по простиранию составляет от первых десятков до 300 м, мощность от 1 до 10 м; по падению они прослеживаются на 90–100 м.

Кварц-аметистовые жилы и минерализованные трещины содержат также горный хрусталь и карбонаты, в небольших количествах — анальцим, пирит, лимонит. Околожилные изменения вмещающих пород выражены серицитизацией, окварцеванием и каолинизацией, а также появлением корок и стяжений хлорита и эпидота. Кристаллы аметиста нарастают на горный хрусталь сте-

нок полостей, заполненных глиной; они могут появляться и за пределами этих полостей в измененных породах. Размеры полостей достигают в поперечнике 1–1,5 м.

Самым крупным и наиболее типичным месторождением района является Ватиха, локализованное в западном эндоконтакте Мурзинского массива гранитоидов. Площадь месторождения сложена биотитовыми средне- и мелкозернистыми гранитами, среди которых фиксируются отдельные тела порфировидных гранитов и гранитогнейсов. В северо-западной части месторождения отмечаются небольшие тела аплитовидных и аляскитовых гранитов и плагиогранитов жильной фации, а также неминерализованных пегматитов; последние представлены слабо дифференцированными жилами в трещинах отрыва северо-западного простирания и неправильными пегматоидными обособлениями среди порфировидных гранитов.

Аметистовая минерализация связана с тектоническими сколовыми трещинными структурами северо-восточного направления. Всего на участке месторождения выявлено 12 таких продуктивных структур протяженностью от 100 до 300 м, мощностью от 1 до 5 м (редко до 15–20 м), прослеживаемых на глубину по падению до 60–90 м.

Каждая продуктивная структура (зона) объединяет сеть параллельных и пересекающихся минерализованных трещин и жил небольшой (2–5 мм) мощности с четковидными маломощными (1–3 см) раздувами, выполненных кварцем и горным хрусталем с аметистом. Вблизи этих зон граниты осветлены, полевые шпаты в них каолинизированы, появляются кварцевые прожилки. Осветленные граниты сменяются брекчиевидной кварц-серицитовой породой с кристаллами кварца и горного хрусталя.

Кроме таких жил на пересечении трещин различного направления (СВ 35° и 51°) встречаются аметистоносные столбы, имеющие юго-восточное склонение под углом 60–65° и содержащие многочисленные полости объемом от нескольких кубических сантиметров до нескольких кубометров. Наиболее крупные полости имеют щелевидную форму протяженность до 5 м и ширину от 2–5 до 50 см; они заполнены белой или бурой глиной серицит-каолинитового состава.

Кристаллы аметиста вместе с горным хрусталем образуют щетки и друзы на стенках трещин и полостей; нередки и свободные кристаллы среди глинистой массы в полостях. Второстепенные и редкие минералы жил представлены пиритом, галенитом, гематитом, кальцитом, анкеритом, сидеритом, брукитом, прохлоритом и анальцимом. Облик кристаллов аметиста изометричный,

удлиненный, удлиненно-уплощенный и укороченно-уплощенный. По габитусу головки фиксируются скипетровидный, двухголовчатый, многоглавый, одноголовчатый и другие кристаллы, а по характеру распределения в них окраски — секториальный, зонарный и комплексный.

Аметисты Ватихи обладают естественной регенерацией окраски до температур 350–400 °С. Полное исчезновение окраски у светлоокрашенных аметистов происходит при 350 °С, а у интенсивно окрашенных при 550 °С. С усилением окраски аметистов заметно увеличиваются параметры кристаллической решетки, объем элементарной ячейки, содержание в ней железа и общее количество примесей. Два крупных ограненных кристалла аметиста густого фиолетового цвета массой 90 и 75 карат, демонстрируемые в Британском музее естественной истории и вывезенные, по данным Смита, из России, вероятнее всего, были добыты на Ватихе.

Рассматриваемые месторождения аметиста Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы являются типичными гидротермальными образованиями, наложенными на вмещающие их граниты. Возраст биотитовых гранитов по данным абсолютной геохронологии составляет 263–315 млн лет. Кварц-аметистовые жилы являются самыми молодыми в составе жильной серии. Их формирование связано с заключительным этапом гидротермального преобразования гранитов, когда в участках интенсивного выщелачивания вдоль рудоконтролирующих трещинных зон образуется каолинит-кварц-гидросланцеватая глина гнездового выполнения, а высвобождающееся при метасоматическом изменении гранитов большое количество кремнезема реализуется в виде кварца и аметиста, кристаллизовавшихся при температуре около 150 °С.

Месторождения агата и обсидиана на Северо-Востоке России

Помимо традиционных касситеритовых и вольфрамовых грейзенов, пегматитов и кварцевых жил с промышленными количествами кристаллов горного хрусталя, мориона и топаза на Северо-Востоке России на участках развития кислых и основных эффузивов верхнемелового и третичного возраста широко проявлена агатовая минерализация и крупные скопления поделочного обсидиана.

На водоразделе рек Ола–Малтан (юг Магаданской области), на площади 10–15 тыс. км² верхнемеловые риолитовые лавы и их туфы мощностью 300–500 м с несогласием перекрыты мощным (300–350 м) покровом палеогеновых базальтов. В вертикальном разрезе этого покрова выделяются 10–12 индивидуальных лаво-

вых потоков мощностью 30–35 м с зонами брекчий в основании. Базальты имеют микропорфировую структуру с вкрапленниками оливина, пироксена и основного плагиоклаза.

К верхней и нижней (брекчиевой) зонам потока приурочена агатовая и аметистовая минерализация. Агаты из верхней зоны образуют округлые выделения (желваки) размером до 5–10 см в поперечнике; центральное ядро желваков, сложенное прозрачным желтоватым кварцем, окружено желтовато-серым и голубоватым халцедоном. В нижней зоне потока агатовые выделения разнообразны; наиболее типичны обособления неправильной формы размером 1–3 см в поперечнике. Внешняя зона таких обособлений сложена темно-серым с коричневатым оттенком халцедоном, реже представляет чередование белых и черных миллиметровых полосок этого минерала; центральное ядро образовано шестоватыми кристаллами кварца, переходящего в их окончаниях-головках в аметист. В нижней (брекчиевой) зоне потока появляются также щетки аметиста с размерами кристаллов до 1–3 см по удлинению и 0,3–0,5 см в поперечнике.

В верховьях р. Талыйнын (Анадырский район) в составе широкой и протяженной полосы основных и кислых эффузивов установлена кольцевая вулканическая постройка диаметром около 5 км. Ее периферические части сложены андезитодацитами, а центральная — эффузивными риолитами и сварными туфами; жерловая фация включает серию даек кислого состава.

Наиболее крупная дайка мощностью 130–140 м прослежена в субширотном направлении на 250–300 м. В своей центральной части она сложена фельзитами, а в краевых — стекловатыми перлитами. Мощность последних вдоль южного контакта около 10 м, северного — 20 м. В экзоконтакте вмещающие риолиты цеолитизированы и монтмориллонитизированы.

Агатовая минерализация приурочена к эндоконтактовым зонам дайки, характеризующимся появлением сферолитовых текстур. Прожилковый агат в фельзитовой и мелкосферолитовой породе выполняет трещины длиной 10–15 см и мощностью в местах их пересечения до 10 см. От периферии к центру состав этих прожилков меняется: желтый массивный фельзит сменяется брекчированным, сцементированным серовато-голубоватым халцедоном (1–1,5 см); далее следует зона светло-голубого халцедона (1–2 см), переходящего в интенсивно-голубой и синий (2–3 см); центральная часть прожилка сложена мелкими кристалликами шестоватого кварца.

В участках с проявлением крупных (диаметром 25–30 см) сферолитов в их остаточных полостях появляются жеоды агата. Их

строение определяется наружной оболочкой окремненного сферолита, окружающей зону темно-серого халцедона (0,3–0,5 см), переходящую последовательно в тонкополосчатую синюю (0,15–0,2 см), серовато-розовую (0,5–1 см) зоны халцедона и центральную часть прозрачного, иногда ярко-желтого шестоватого кварца.

Агат этого месторождения характеризуется интенсивными окрасками и высокими декоративными свойствами. Его содержание в 1 м³ сферолитовой породы колеблется от 1 до 5 кг.

На холмистых берегах оз. Красное (бассейн р. Анадырь), 10–15 км в поперечнике, обнажаются кислые туфы большой мощности, содержащие обломки обсидиана. Выше по разрезу они перекрыты верхнетретичными–четвертичными базальтами, в миндалекаменных разновидностях которых отмечаются агат и сердолик.

В аллювиальной береговой полосе озера отмечается большое количество обсидиановой гальки (10–20%, иногда до 40–50%) диаметром от 1 до 25 см. Наибольшим распространением пользуется черный (морионоподобный) обсидиан; он прозрачен в тонком сколе, содержит мало воды (сотые доли процента) и по данным электронной микроскопии имеет глобулярную микроструктуру и отсутствие инородных включений. Пестрый и зеленоватый обсидианы встречаются реже. Морионоподобная разновидность является прекрасным материалом для всевозможных полированных декоративно-художественных изделий и украшений.

15.5. Благородная шпинель $MgAl_2O_4$

Окрашенные благодаря присутствию в них примесей хрома, железа, марганца, титана, кобальта и других элементов разновидности прозрачной магнезиальной шпинели издавна относятся к благородным самоцветам, являясь прекрасным ограночным материалом. Наибольшей известностью пользуются кроваво-красная рубиновая шпинель, розово-красная шпинель-балэ, фиолетово-красная альмандиновая шпинель, оранжево-красная или желтая шпинель-рубицелл, голубая сапфировая шпинель (кандит), травяно-зеленая хлор-шпинель, темно-зеленая шпинель (плеонаст или цейлонит), синяя гано-шпинель и др. Некоторые бесцветные разновидности обладают александритовым эффектом, другие обнаруживают астеризм, связанный с ориентированными включениями рутила или титанита.

Шпинели свойственен яркий стеклянный блеск, твердость 7,5–8, несовершенная спайность, величина дисперсии 0,020. Ее плотность в зависимости от состава варьирует от 3,55 до 4,06 г/см³. Минерал кристаллизуется в кубической сингонии, встречаясь в

виде правильных, иногда сдвойникованных октаэдрических кристаллов обычно небольших размеров. Однако встречаются и крупные камни. В Британском музее естественной истории (Лондон) находятся два красных кривогранных октаэдрических кристалла массой 520 и 355 карат. Два знаменитых камня Рубин Черного принца (длина 5 см) и Рубин Тимура (масса 361 карат) украшают Британскую корону. Среди сокровищ иранского шаха было два красных кристалла массой 500 и 225 карат. В 1985 г. в Таджикистане был найден образец розовой шпинели массой 5,1 кг.

Несмотря на то, что шпинель распространена достаточно широко, встречаясь в докембрийских доломитовых и магнезиальных мраморах, глиноземистых кристаллических сланцах и гнейсах, присутствуя в роговиках, ультраосновных породах, десилицированных пегматитах и магнезиальных скарнах, месторождения ее ювелирных разновидностей крайне редки. Генетически они связаны с магнезиальными скарнами, где шпинель совместно с рубином и клиногумитом ассоциирует с флогопитом, форстеритом, хондродитом и кальцитом (месторождения Кухилал в Таджикистане, Могокского района Мьянмы, Шри-Ланки, Кампучии и Таиланда). При этом основным промышленным источником добычи благородной шпинели являются россыпные месторождения, образованные главным образом за счет указанных магнезиальных скарнов и охарактеризованные ранее (см. месторождения рубина Мьянмы и сапфира Шри-Ланки в гл. 15.1).

15.6. Благородные гранаты $R_3^{+2}R_2^{+3}[\text{SiO}_4]_3$, оливин $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$, циркон $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$

Широкий изоморфизм между двухвалентными (R^{+2} — Mg, Ca, Mn, Fe) и трехвалентными (R^{+3} — Al, Fe, Cr, Ti, V, Mn) катионами в составе граната обуславливает разнообразие его минеральных видов, обычно объединяемых в альмандиновый (пироп, альмандин, спессартин) и андрадитовый (уваровит,grossуляр, андрадит) ряды. Все они кристаллизуются в кубической сингонии, часто образуя совершенные кристаллы ромбододекаэдрического, тетрагонтриоктаэдрического и близкого к ним облика. Их физические свойства (за исключением окраски), хотя и несколько различающиеся, укладываются в достаточно узкий диапазон: твердость 6,5–7,5, плотность 3,62–4,20 г/см³, показатель преломления 1,705–1,890, дисперсия 0,022–0,057. Катионы-хромофоры придают гранатам обычно яркие цвета: Cr^{+3} — зеленый, красный и фиолетовый, Fe^{+3} — красный, V^{+3} — зеленый, Mn^{+3} — оранжевый и розовый.

В ювелирных целях используются исключительно редкие демантоид (благородный андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ травяно-зеленого цвета с примесями хрома и трехвалентного железа) и родолит (железистый пироп розовато-красного цвета, обусловленного присутствием двух- и трехвалентного железа, а иногда и титана), более часто встречающиеся ярко-красный пироп ("капский рубин", "богемский рубин") — $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ и малиново-красный альмандин — $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, а также изумрудно-зеленый уваровит ("уральский изумруд") — $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$, зеленый различных оттенков grosular ("трансваальский жад", "пакистанский изумруд") — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ и др. Светлоокрашенные разновидности граната могут просвечивать. Кристаллам с окраской умеренной интенсивности свойственны сильный блеск и яркость, а демантоиду — световая игра.

Прозрачная разновидность оливина — хризолит (перидот) привлекает внимание своим зеленым цветом с различными оттенками, обусловленными примесями закисного железа и никеля. Минерал кристаллизуется в ромбической сингонии, обычно встречаясь в виде изометричных или неправильных зерен размером 2–15 мм. Хорошо ограненные кристаллы в отличие от гранатов редки. Твердость 6,5–7, плотность 3,22–3,50 г/см³, блеск стеклянный, на раковистом изломе — жирный, дисперсия 0,020.

Ювелирные цирконы — прозрачные бесцветные или окрашенные в различные цвета камни, имеющие определенные наименования. Наиболее известен гиацинт — красновато-коричневый, красный, розовый, оранжевый камень. Бесцветные цирконы впечатляют своим блеском и световой игрой. Густоокрашенные цирконы подвергают термической обработке, в результате чего они облагораживаются, приобретая нежные голубовато-синие, зеленовато-голубые, золотистые окраски и даже становясь бесцветными, алмазоподобными. В минерале всегда содержатся примеси железа, меди, цинка, кальция, титана, гафния, редкоземельных и радиоактивных элементов. Он обладает аномально широким интервалом величин плотности (4,71–3,94 г/см³) и светопреломления, что обусловлено частичным нарушением кристаллической структуры в результате метамиктного распада. Замечательным оптическим свойством циркона является исключительно высокое двупреломление (0,058–0,059), твердость 7,5.

В числе главных геолого-промышленных типов месторождений рассматриваемых минералов являются кимберлитовые трубки, охарактеризованные в гл. 14 (алмазы). В слабо измененном кимберлите трубок и особенно в их приповерхностных частях среди глинистых и песчано-глинистых образований вместе с обломками кимберлита присутствуют овальные, угловатые и уплощенные

зерна красного пироба, коричнево-бурого и розовато-бурого гиацита, светло-зеленого и бурого хризолита (трубки Кимберли, Де Бирс, Премьер и другие в ЮАР, Мвадуи в Танзании, Бакванга в Заире, Гарнет-Ридж в США, Мир, Удачная и другие в Якутии и др.).

Кристаллы родолита добываются попутно с абразивными гранатами из гиперстеновых гнейсов (США), уваровита — из хромитовых залежей (месторождения хромитов Казахстана, Канады, ЮАР, Финляндии), а гроссуляра — из известковых скарнов (месторождения Танзании, Кении, России, Индии, Пакистана).

Наибольшее число ювелирных гранатов, оливина и циркона самого высокого качества получают из россыпей, коренными источниками образования которых помимо уже указанных кимберлитовых трубок и других образований служат:

1) серпентинизированные ультрабазиты с демантоидсодержащими карбонатными или асбестовыми прожилками (элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи Бобровского и Полдневского месторождений на Урале);

2) эруптивные базальтовые брекчии с карбонатизированным туфовым цементом, обломками гранатовых (крово-красный пироп) перидотитов и других пород (элювиально-делювиальные россыпи Среднечешских гор в Чехии);

3) тела микроклиновых мусковит-берилловых пегматитов с вкрапленностью прозрачного альмандин в полевошпатовой и пегматоидной зонах (элювиальные и аллювиальные россыпи Бразилии);

4) жилы сиенитовых пегматитов среди сиенитов и миаскитов с вкрапленностью циркона, пироба, корунда и других минералов;

5) кристаллические сланцы и гнейсы альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма (аллювиальные россыпи Шри-Ланки).

15.7. Благородные сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, турмалин $\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, иризирующие полевые шпаты $(\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$

К ювелирным разновидностям сподумена относятся прозрачные красиво окрашенные камни: розовый кунцит, изумрудно-зеленый гидденит, бесцветный, желтый и желтовато-зеленый трифан. Окраска кунцита связана с присутствием ионов двух- и трехвалентного марганца, а гидденита — трехвалентных ионов ванадия или хрома, изоморфно замещающих в структуре минерала ионы алюминия. На солнце слабоокрашенные камни обычно обесцвечиваются. Сподумен кристаллизуется в моноклинной сингонии, образуя призматические сплюснутые кристаллы с

характерной штриховкой на гранях, совершенной спайностью и отдельностью, стеклянным с перламутровым отливом блеском. Твердость 6,5-7, плотность 3,0-3,2 г/см³, низкая дисперсия 0,017. Обыкновенный сподумен может образовывать громадные кристаллы массой в несколько десятков тонн. Самый крупный найденный кристалл кунзита массой 2200 г экспонируется в Гарвардском университете (Бостон, США), а тидденита размером 3x0,6 см — в Венском музее естественной истории.

Диапазон окрасок турмалина исключительно широк, благодаря сложному составу минерала в его катионной части. Хотя железистая разновидность черного цвета — перл — иногда и используется в ювелирных целях, к благородным турмалинам относят маложелезистые образования — розово-красный рубеллит, зеленые, розовые и полихромные эльбаиты, красно-коричневые дравиты, коричневые увиты и др. Полихромные камни меняют свою окраску по удлинению кристалла (поперечно-полосатые) или концентрически-зонально, а зеленые нередко обнаруживают астеризм, обусловленные наличием в кристалле тонких каналов, выполненных газовой-жидкими включениями. Турмалин кристаллизуется в тригональной сингонии, встречаясь в виде удлиненно-призматических кристаллов. Блеск стеклянный, твердость 7-7,5, плотность 3,02-3,33 г/см³, дисперсия 0,017. Самый крупный кристалл рубеллита, добытый в Бразилии, имеет массу 12 кг, длину 145 и ширину 30 см. Обычно же длина кристаллов в поперечнике благородного турмалина колеблется от 1-5 см до 0,5-2 см.

Издавна в число ювелирных камней входят лунные и солнечные камни — иризирующие прозрачные кристаллы K-Na- и Na-Ca-полевых шпатов; их непрозрачные аналоги относятся к ювелирно-поделочным и поделочным. Явление иризации обусловлено интерференцией света, связанной с внутренней фазовой неоднородностью кристаллов, наличием двойников, микровключений других минералов и микротрещиноватости. Как Na-Ca-(плагтиоклазы), так и K-Na-полевые шпаты имеют твердость 6-6,5, совершенную спайность и стеклянный блеск в ряде случаев с перламутровым шелковистым отливом. Плагтиоклазы (ряд альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ -анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) кристаллизуются в триклинной сингонии; их плотность и показатели преломления увеличиваются от альбита к анортиту. K-Na-полевые шпаты (K, Na)AlSi₃O₈ объединяют моноклинную (ортотлаз, санидин) и триклинную (микротлаз) модификации. Санидин — бесцветный, прозрачный; ортотлаз — белый, розовый, синевато-зеленоватый, иногда красный; его прозрачная разновидность называется адуляром. Микротлаз непрозрачен, в тонких сколах просвечивает, обладает белой, серой, желтой, розовой и голубовато-зеленой окрасками.

Для лунных камней свойственна “холодная” жемчужно-белая и голубая иризация, проявляющаяся наиболее часто у бесцветного адуляра и альбит-олигоклаза. Солнечные камни (гелиолиты) отличает желтоватая, золотистая и красноватая иризация, свойственная чаще всего санидинам и олигоклазам с мельчайшими включениями гематита и тегита. Среди непрозрачных камней широкой известностью пользуется карельский олигоклаз — беломорит, иризирующий в сине-голубых и голубовато-серых тонах, зеленоватая и зеленовато-голубоватая разновидность микроклина — амазонит; прекрасны кристаллы канадского лабрадора, иризирующие в синих, зеленых, желтых и даже красных тонах.

Основным промышленным источником добычи благородных разновидностей сподумена, турмалина, лунных и солнечных камней являются пегматиты различных формационных типов. Так, крупные месторождения ювелирного сподумена, турмалина альбаитового состава и солнечного камня связаны с миароловыми микроклин-альбитовыми пегматитами, характеризующимися наличием клеваандит-лепидолитового замещающего комплекса (месторождения в Калифорнии и Северной Каролине, США, в шт. Минас-Жерайс Бразилии, месторождения Мадагаскара и Афганистана); бесполостные гранитные пегматиты с клеваандит-лепидолитовым комплексом обогащены рубеллитом и другими благородными турмалинами; мусковит-полевошпатовые гранитные пегматиты содержат большое количество беломорита, а редкоземельные пегматиты отличаются обилием амазонита.

Пегматитовые жилы с беломоритом (Северная Карелия) имеют длину до 250 м при мощности от 2 до 30 м; до 50% объема этих жил составляет иризирующий плагиоклаз с вростками кварца, а доля кристаллов беломорита, встречающихся в крупно- и гигантозернистом кварц-плагиоклазовом агрегате, не превышает 1,5%. Пегматитовые редкоземельные жилы включают участки протяженностью до 100 м, сложенные более чем на 20% (а иногда на 60–80%) амазонитом в виде кристаллов от нескольких сантиметров до 1,8 м, а также блоковых выделений величиной до 2–3 м.

Для турмалина большое значение имеют также элювиальные, элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи, образовавшиеся как за счет пегматитовых жил, так и тел турмалиноносных плагиоклазитов в магматических мраморах (Мьянма, Шри-Ланка) и пачек турмалиноносных кристаллических сланцев (Кения). К этому типу относятся россыпные месторождения турмалина в Мозамбике, Кении, на Мадагаскаре, в Шри-Ланке, Мьянме и Бразилии.

Для лунного камня важным геолого-промышленным типом месторождений являются пласты и линзы в выветрелых мега-

морфических породах гранулитовой и альмандин-амфиболитовой фаций: здесь добывают лучшие лунные камни ортоклазового состава с серебристой и голубой иризацией (месторождения Шри-Ланки и США); с ними связаны также промышленные элювиальные (Шри-Ланка) и аллювиальные (США) скопления этого ювелирного сырья.

15.8. Жадеит $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и нефрит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH})_2$

Жадеит и нефрит — моноклинные пироксен и амфибол — обладают весьма близкими свойствами. Они образуют плотные кристаллические агрегаты (мономинеральные горные породы) красивых расцветок, обладающие, несмотря на сравнительно невысокую твердость (соответственно 6,5–7 и 5,5–6,5), исключительно высокой прочностью и вязкостью.

Жадеитовая порода обладает зернистой структурой, массивной, реже брекчиевидной и сноповидной текстурами. Наличие в составе жадеита ионов-хромофоров (главным образом двух- и трехвалентного железа и трехвалентного хрома) определяет широчайший диапазон окрасок породы: белых, зеленых различных оттенков, желтых, синих, фиолетовых, розовых, красных, коричневых и даже черных. К ювелирному и ювелирно-поделочному сырью относятся зеленые камни, которые в зависимости от прозрачности, интенсивности и равномерности распределения окраски разделяются на сорта: 1) империал — прозрачный, полупрозрачный или просвечивающий, тонкозернистый с однородной изумрудно-зеленой окраской; 2) коммершиал — зеленый, непрозрачный с полупрозрачными прожилками и пятнами изумрудно-зеленого цвета; 3) ютитити — ярко-зеленый, непрозрачный. Минимальный размер блока поделочного жадеита, принятый в нашей стране, составляет 5×5×5 см.

Нефритовая порода характеризуется плотной, обычно спутанно-волокнутой структурой, чаще всего зеленого цвета, обусловленного присутствием в составе тремолита ионов двухвалентного железа и никеля. В случае неравномерного распределения окраски порода приобретает пятнистую текстуру. Ювелирный нефрит высших сортов должен обладать ярко-зеленой равномерной окраской с минимальным размером блоков 10×10×5 см. Поделочные разновидности низших сортов могут иметь неоднородную окраску, единичные трещины и включения других минералов.

Основным геолого-промышленным типом месторождений жадеита являются жиллообразные, линзообразные и штокообразные жадеитовые тела на контактах гранитоидов и ультрамафитов, об-

разовавшиеся в результате биметасоматоза. Протяженность этих тел достигает десятков метров, мощность составляет метры. Они сложены в основном белым и серым жадеитом. Наиболее ценные зеленые, иногда прозрачные разновидности образуют небольшие участки в зоне контакта серпентинитов с гранитоидами. Наиболее известными являются месторождения Мьянмы, связанные с массивом ультрамафитов Таумау, а также Борусское в России.

Главным геолого-промышленным типом месторождений нефрита также являются гидротермально-метасоматические жилы, приуроченные к контактам апогипербазитовых серпентинитов либо скарновых доломитовых мраморов с телами габброидов и гранитоидов. Протяженность жил достигает 50–70 м, мощность не превышает 5 м; большая их часть сложена нефритом с крайне неравномерным распределением кондиционного сырья. Такие месторождения есть в России (Оспинское, Зун-Оспинское, Горлыгольское), КНР, Канаде, Австралии, Новой Зеландии, Польше, ФРГ и в других странах.

Глыбы, валуны и галька жадеита и нефрита могут образовывать промышленные россыпи в составе рыхлых конгломерато-галечниковых отложений.

15.9. Бирюза $\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Еще в глубокой древности бирюза использовалась в качестве украшений и талисманов. Считалось, что этот камень приносит победу и удачу в делах. Бросается в глаза небесно-голубой, голубовато-зеленоватый цвет камня; менее впечатляют серовато-зеленые, светло-зеленоватые и белые окраски. Цвет камня под воздействием солнечных лучей может пропадать, но при обработке спиртом, бензином, ацетоном, кислотами и щелочами он восстанавливается, становясь зеленоватым или коричнево-зеленым.

Считается, что своей окраской бирюза обязана находящимся в ней ионам двухвалентной меди и примесям железа. Кроме железа в минерале установлено присутствие и других примесей: Ca, Mg, Ti, V, Mn, Ni, Zn, Mo, Ba, Sr, Cs, Zr и др.

Бирюза относится к триклинной сингонии, ее кристаллы исключительно редки. Обычно она представлена микро- и скритокристаллическим агрегатом, образующим прожилки, желваки, включения, примазки, почки и др. Под электронным микроскопом в таком агрегате выявляются пластинчатые микрокристаллы размером в десятки доли-первые микрометры, параллельно ориентированные, пересекающиеся или образующие радиально-лучистые стяжения. При нагревании выше 380 °С кристаллическая

структура бирюзы разрушается и она становится рентгеноаморфной, переходя при дальнейшем повышении температуры до 900–1000 °С в другие минеральные фазы.

Минерал непрозрачен, но просвечивает в тонких сколах; блеск стеклянный или восковой, средний показатель преломления около 1,62, дисперсия 0,040, твердость 5–6, излом раковистый, плотность меняется в довольно широком интервале 2,40–2,88 г/см³.

В ювелирных целях используют не только массивную бирюзу, но и вмещающую ее породу с неправильными вкраплениями и прожилками минерала (“бирюзовая матка”); бирюзовую крошку уплотняют до состояния плотно сцементированной массы, также пригодной в ювелирно-поделочном деле. Показателями высшего качества бирюзы являются ярко-голубая равномерная окраска, высокая плотность и твердость, стекловидность, просвечиваемость по краям и достаточно крупный размер выделений.

Главным промышленным источником высококачественной ювелирной бирюзы являются месторождения среди измененных кислых магматических пород с рассеянной медной минерализацией без зоны вторичного сульфидного обогащения. Бирюза в ассоциации с серицитом, каолином, ярозитом и гидроксидами железа образует штокверковые зоны на площади в сотни–первые тысячи квадратных метров. Мошность прожилков колеблется от нескольких миллиметров до сантиметров (Нишапурские копи в Иране, Бирюзаканское и другие месторождения в Средней Азии, месторождение Вилла-Гроув и другие в США). Их образование дискуссионно. Большинство исследователей (Е.Я. Киевленко, В.П. Петров и др.) считают эти месторождения результатом гипергенных процессов в связи с развитием кор выветривания линейного типа.

СТРОИТЕЛЬНО-КОНСТРУКЦИОННЫЕ МАТЕРИАЛЫ И СЫРЬЕ ДЛЯ ИХ ПРОИЗВОДСТВА (МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД)

Грандиозные масштабы современного промышленного и гражданского строительства привели к использованию больших масс разнообразных горных пород в качестве строительных материалов или исходного сырья для их производства. После простейшей механической обработки (просеивание, классификация, распил, обкалывание, полировка и др.) горные породы в зависимости от их прочностных, декоративных и других свойств употребляются в качестве балластного, дорожного, бутового, бордюрного, стенового, облицовочного и иного строительного камня, в качестве крупных и мелких заполнителей бетонных изделий.

Наряду с расширением ассортимента необходимых в строительстве вяжущих материалов прогресс современной строительной индустрии идет в направлении создания новых строительных материалов, обладающих особыми промышленными свойствами; такие материалы получают главным образом за счет термической обработки различных горных пород и их смесей нередко с самыми разнообразными природными и техногенными добавками. В результате получают многочисленные сорта и марки цемента, грубой керамики (в том числе строительный и огнеупорный кирпич), легких искусственных заполнителей бетонов, изделий и продуктов каменного литья.

Особое место в современном производстве занимают различные конструкционные материалы, получаемые из горных пород главным образом путем их термической обработки; в первую очередь это керамика и силикатное стекло, нередко заменяющие дорогостоящие металлы, а иногда и превосходящие их по своим

свойствам. Перспективной областью материаловедения является создание уникальных конструкционных материалов на базе керамики и стекла — керметов, ситаллов, жидкого стекла и др. В ближайшей перспективе многие горные породы (в первую очередь различные глины, а также серпентиниты и др.) могут быть сырьем глубокого химико-технологического передела для получения разнообразной ценной продукции.

Характерной особенностью месторождений горных пород, используемых как строительные материалы и как сырье для производства последних, являются значительные размеры, большие объемы перерабатываемой горной массы, обычно открытый способ разработки, географическая близость к потребителям, комплексность переработки сырья.

Глава 16

ЦЕМЕНТНОЕ СЫРЬЕ (КАРБОНАТНЫЕ, ГЛИНИСТЫЕ, КРЕМНИСТЫЕ И СУЛЬФАТНЫЕ ПОРОДЫ)

Цемент (от *лат.* caementum — щебень, битый камень) — общее название порошкообразных вяжущих веществ, которые при смешивании с водой образуют пластичную массу, приобретающую затем камневидное состояние. Если в эту пластичную массу добавляется песок, мелкоизмельченный шлак и другие, то получается строительный раствор; если же заполнителями являются гравий, щебень, галька и другие, достаточно крупные частицы, то после затвердевания такой массы образуется бетон. Мировое производство цемента как абсолютно необходимого вяжущего строительного материала постоянно возрастает, составляя в настоящее время около 1,6 млрд т, а ежегодный прирост потребности в нем оценивается в 33 млн т. Крупнейшим его производителем является Китай (570 млн т).

Среди множества различных типов, сортов и марок цементов, исчисляемых тысячами и различающихся своими свойствами, важнейшим водным (т.е. затвердевающим с водой) вяжущим материалом является портландцемент. Для изготовления его в качестве основного исходного сырья используются карбонатные (известняки, мел, мергель) и глинистые (глины, глинистые сланцы, аргиллиты) породы, смешиваемые в строго определенном соотношении.

Первоначально портландцемент изготавливался из богатых глиной известняков, так называемых мергелей-натуралов, имеющих близкое к требуемому отношение оксида кальция к кремнезему.

Широко известными источниками такого сырья являются месторождения шт. Огайо (США), района Регби-Лейстер (Центральная Англия) и Новороссийские в России. Однако в связи с резким повышением спроса на портландцемент и истощением месторождений мергелей-натуралов для его производства стали использовать глины и известняки различных месторождений.

Производство портландцемента является многоэтапным (рис. 86). Вначале исходное сырье (известняк, глина) размалывается и перемешивается. Затем эта смесь обжигается во вращающейся печи. Температура поднимается медленно: в интервале 100–110 °С удаляется вся гигроскопическая вода, приблизительно при 600 °С начинается удаляться гидратная и гидроксильная вода, около 800–850 °С начинается разлагаться карбонат кальция:



и происходит распад алюмосиликатов. Это является началом клинкер-процесса, при котором CaO вступает в реакции с алюмосиликатами и силикатами с образованием клинкерных минералов. При 1300–1500 °С происходит частичное плавление этих минералов с появлением двух- и трехкальциевых силикатов и расплава. Последней стадией формирования клинкера является кристаллизация расплава и его реакция с кальциевыми силикатами. Окончательно состав клинкерных минералов формируется при охлаждении до 1000 °С.

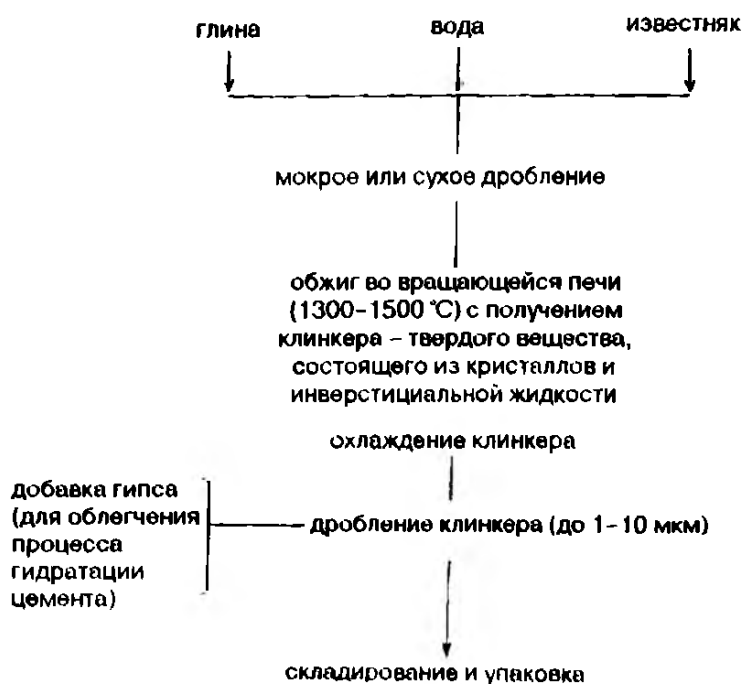


Рис. 86. Схема процесса изготовления портландцемента

Клинкер состоит из четырех главных искусственных соединений-минералов (в порядке их значимости): β-дикальциевого силиката β-Ca₂SiO₄ (белит), трикальциевого силиката Ca₃SiO₅ (алит), трикальциевого алюмината Ca₃Al₂O₆ и кальциевого алюиноферрита Ca₂AlFeO₅.

Принятые сокращения и составы портландцементных клинкерных соединений-минералов

Обозначение	Состав	Обозначение	Состав
C	CaO	C ₃ A	Ca ₃ Al ₂ O ₆
S	SiO ₂	C ₄ AF	2(Ca ₂ AlFeO ₅)
A	Al ₂ O ₃	C ₂ A	Ca ₂ Al ₂ O ₃
F	Fe ₂ O ₃	C ₂ F	Ca ₂ Fe ₂ O ₅
H	H ₂ O	CA ₂	CaAl ₄ O ₇
C ₂ S	Ca ₂ SiO ₄	CA	CaAl ₂ O ₄
C ₃ S	Ca ₃ SiO ₅	\bar{S}	SO ₃

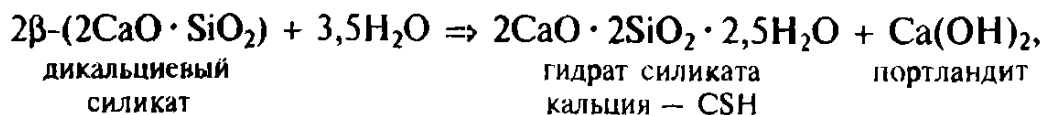
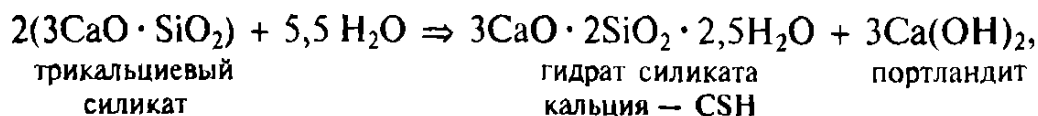
Частицы цементного клинкера с заданным соотношением этих соединений поступают на мельницу, где к ним добавляется до 3% гипса для регулирования процесса гидратации цемента при его использовании.

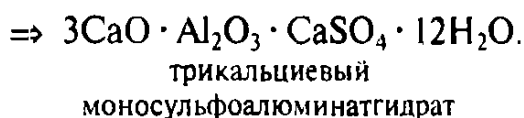
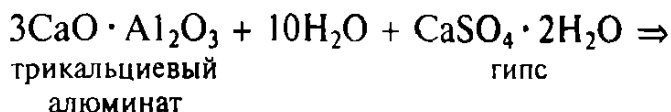
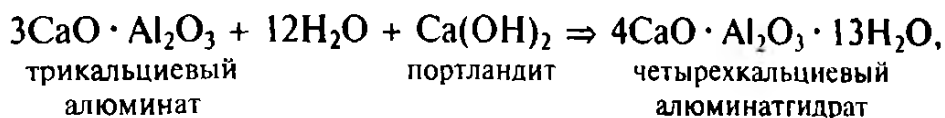
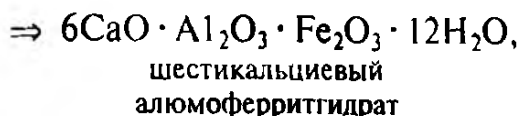
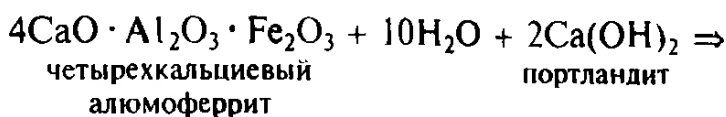
Помимо гипса в цемент могут вводиться так называемые активные добавки; они не нарушают его способности твердеть и схватываться, но улучшают прочность, способность к гидратации и другие полезные свойства. В качестве таких добавок выступают кремниевые и кремнийсодержащие материалы, диатомиты, трепелы, опоки, цеолитизированные туфы или промышленные отходы — зольная пыль, доменный шлак и др.

После помола до размеров 1–10 мкм готовый цемент упаковывается и складировается.

Когда портландцемент смешивается с водой, то его первично безводные компоненты вступают с ней в химическое взаимодействие с образованием гидратов.

Некоторые наиболее типичные реакции гидратации главнейших соединений-минералов, входящих в состав цемента





Одновременно происходит множество реакций, продукты которых могут вступать в последующие реакции с начальными или новообразованными компонентами среды.

Начальная гидратация, достаточная для затвердевания цементного теста, составляет несколько часов, но реакции гидратации продолжаются месяцы и даже годы. Главным продуктом гидратации портландцемента является коллоидный гель $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ переменной стехиометрии в виде пленок, пластинок, розеток и т.п., образующих спутанную микроструктуру, которая в сочетании с другими факторами придает, как полагают, прочность затвердевшему продукту. На ранней стадии гидратации может происходить образование гелевых оболочек вокруг клинкерных частиц, что замедляет процесс полной гидратации.

В настоящее время промышленность выпускает несколько типов портландцемента, различающихся главным образом соотношением основных клинкерных соединений-минералов. О многообразии использования различных видов портландцементов свидетельствуют, в частности, такие его разновидности: обыкновенный, пластифицированный, гидрофобный, быстротвердеющий, тампонажный, сульфатостойкий, жаростойкий, дорожный и др.

Качество цемента, определяемое в основном соотношением его главных клинкерных компонентов и наличием загрязняющих примесей, зависит, таким образом, от химического состава исходной смеси карбонатных и глинистых пород (шихта), а также вводимых в цементный клинкер гипса и других добавок.

Если в шихте резко преобладает оксид кальция CaO , то при гидратации цемента образуется минерал портландит $\text{Ca}(\text{OH})_2$, легко

вымывающийся из бетона, что понижает прочность последнего, разрушая его ("белая смерть бетона"). При избытке в шихте кремнезема SiO_2 в гидратированной массе появляется инертный минерал геленит — $2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$, также снижающий прочность изделия. При попадании в шихту оксида магния MgO (например, в виде примеси доломита) при обжиге может образоваться периклаз, гидратация которого продолжается многие годы; кроме того, переход MgO в $\text{Mg}(\text{OH})_2$ сопровождается увеличением объема уже после отвердения цементной массы, что может привести к разрушению бетона; поэтому содержание MgO в шихте ограничено. Небольшое количество щелочей допустимо и даже полезно, поскольку снижается температура плавления клинкера, но при их заметных количествах образуются соединения, искажающие картину гидратации цемента и затверждение бетона.

При составлении шихты контролируется максимальное содержание ряда компонентов в карбонатных и глинистых породах соответственно: 4 и 6% MgO ; 1,3 и 5% SO_3 ; 1 и 3,5–4% ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$); 0,4 и 0,6% P_2O_5 ; 2% TiO_2 (в глинистых породах). В карбонатной составляющей содержание CaO обычно более 44–45%; состав глинистых пород: 50–65% SiO_2 ; 15–20% Al_2O_3 ; 6–10% Fe_2O_3 . Валовый состав шихты: 60–67% CaO ; 21–24% SiO_2 ; 4–7% Al_2O_3 ; до 2,5% Fe_2O_3 . Одновременно должны учитываться величины коэффициента насыщения (K_n), силикатного (n) и глиноземного (p) модулей:

$$K_n = [(\text{CaO}_{\text{общ}} - \text{CaO}_{\text{св}}) - (1,65\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,35\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,7\text{SO}_3)]:$$

$$: 2,8(\text{SiO}_{2\text{общ}} - \text{SiO}_{2\text{св}}) = 0,82 - 0,95;$$

$$n = \text{SiO}_2 : (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) = 1,2 - 3,5;$$

$$p = \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3 = 1 - 2,5.$$

Регулировка шихты по этим модулям обычно производится добавкой высококремнистых пород (диатомитов, трепелов, опок, кварцевого песка, маршаллита и др.), высокожелезистых продуктов (железных руд, пиритовых огарков и др.), бокситов.

Общими требованиями к качеству цементного сырья являются его однородность, выдержанность химического состава и отсутствие крупных включений других пород и минералов. При оценке месторождений этого сырья важно учитывать их близость и удобство транспортировки к заводу-потребителю, достаточность запасов для длительной (десять лет) эксплуатации, возможность отработки открытым способом, экологические последствия разработки.

16.1. Карбонатные породы

Карбонатные породы, т.е. образования, сложенные главным образом карбонатами кальция, магния и в меньшей степени железа, широко распространены в земной коре, составляя более 15% ее массы. Это в первую очередь различные известняки, мергели и мраморы, а также травертины, известковая гаж, жильные карбонатные породы, карбонатиты, карбонатные пески и другие образования. В их составе помимо собственно карбонатов в подчиненном количестве нередко присутствуют глинистые частицы, углистое вещество, кварц, полевые шпаты, сульфиды, сульфаты, хлорит, глауконит и многие другие. Породы характеризуются разнообразием структур и текстур; помимо господствующих осадочных образований среди них имеются представители метаморфического (мраморы), магматического (карбонатиты), гидротермального (карбонатные жилы выполнения, травертины) и гидротермально-метасоматического (доломиты) генезиса. Осадочные карбонатные породы могут быть образованы в морских, лагунных и озерных условиях хемогенным и кластогенным путем.

Наибольшее значение для цементной промышленности имеют распространенные карбонатные породы, входящие в состав двух рядов: известняк CaCO_3 —доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и карбонатная порода—глина. В первом ряду между указанными крайними членами фиксируется большое количество переходных разновидностей, отличающихся содержанием MgO (табл. 25), во втором — наблюдается не менее широкое разнообразие сочетаний карбонатной и глинистой составляющих породы (табл. 26), причем карбонатная может быть представлена любыми членами ряда известняк—доломит, что приводит к появлению переходных между глинами, известняками и доломитами пород.

Поскольку содержание оксида магния MgO в цементной шихте ограничено, доломиты и даже доломитовые известняки (табл. 25) малопригодны в качестве цементного сырья, представляя больший интерес для металлургии как огнеупоры, тогда как известняки, в том числе и доломитистые, являются наиболее распространенным карбонатным компонентом этого сырья. Карбонатно-глинистые образования, объединяющие оба главных компонента цементной шихты, представляются самым благоприятным сырьем для цементной промышленности. Особого внимания заслуживают мергели (табл. 26), химический состав которых может полностью соответствовать требуемой цементной шихте (мергели-натуралы).

Таблица 25

Группировка известково-
доломитовых пород
(по С.Г. Вишнякову)

Порода	Массовая доля, %	
	кальцит CaCO_3	доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Известняк	95—100	0—5
Доломити- стый из- вестняк	75—95	0—25
Доломитовый известняк	50—75	25—50
Известковый доломит	25—50	50—75
Известкови- стый доломит	5—25	75—95
Доломит	0—5	95—100

Таблица 26

Группировка карбонатно-глинистых
пород в цементной
промышленности России

Порода	Массовая доля, %	
	CaCO_3	CaO
Известняк	100—95	56,0—53,2
Известняк мергелистый	95—90	53,2—50,4
Мергель из- вестковистый	90—75	50,4—42,0
Мергель	75—40	42,0—22,4
Мергель гли- нистый	40—20	22,4—11,2
Глина мерге- листая	20—5	11,2—2,8
Глина	5—0	2,8—0,0

Среди большого разнообразия месторождений карбонатного сырья для цементной промышленности выделяют три основных геолого-промышленных типа:

1) субгоризонтальные пласты, линзы и горизонты мела, мергелей, известняков и доломитов большого площадного распространения мощностью в метры—десятки метров в разрезах платформенных карбонатно-терригенных толщ пород различного возраста (Вольские и другие многочисленные месторождения Русской платформы, месторождения Сибирской и других платформ);

2) круто- и пологопадающие пласты, линзы и пачки ритмичного чередования мергелей, известняков и карбонатных глин мощностью в десятки метров в разрезах складчатых карбонатно-терригенных флишевых толщ большой мощности (Новороссийские месторождения);

3) слабонаклонные, быстро выклинивающиеся пластовые, линзовидные и сложной формы залежи доломитов и органогенных известняков с мелом и мергелями неравномерной, меняющейся мощности в десятки метров в составе карбонатных рифогенных, соленосных, терригенных и угленосных толщ краевых и межгорных прогибов и внутренних впадин (Еленовское месторождение в Донбассе, месторождения штатов Огайо, Индиана и Иллинойс в США).

16.2. Глинистые породы

К глинам принято относить тонкодисперсные горные породы с преобладающим пелитовым (до 1 мкм) размером частиц, сложенные преимущественно различными глинистыми минералами с подчиненным количеством обломков горных пород, кварца, полевых шпатов, амфиболов, пироксенов, слюд и других минералов, а также органического вещества и аутигенных зерен карбонатного, сульфатного, фосфатного состава и др.

Большинство глин являются пластичными, т.е. способными образовывать с водой пластичное тесто, сохраняющее при высыхании приданную ему форму и становящееся камнеподобным после обжига. Однако существуют и неразмокающие, так называемые сухарные глины, или "флинтклей", а также аргиллиты и глинистые сланцы, которые подобно глинам обладают тонкодисперсным строением, близким минеральным и химическим составом. Вместе с глинами они объединяются в глинистые породы. К последним принято относить также лёссы и суглинки. Промежуточными образованиями между глинами и карбонатными породами являются мергели, содержащие 50–70% карбонатной составляющей (см. табл. 26).

По размерам слагающих породу частиц преобладающей фракции 5–1; 1–0,2 и менее 0,2 мкм различают крупно-, средне- и тонкозернистые (коллоидные) глины.

Глинистые минералы, слагающие основную массу породы, представляют собой относительно стабильные водные силикаты алюминия, железа и магния слоистой, слоисто-ленточной и смешанослойной структур, отличающиеся от других силикатов высокой дисперсностью, гидрофильностью, способностью к сорбции и ионному обмену. В основе их кристаллического строения лежат два типа двумерных структурных элементов: тетраэдрическая кремнекислородная сетка и октаэдрическая сетка, в углах элементарного октаэдра которой находятся ионы кислорода и гидроксила, а в центре — алюминия, железа или магния. Совокупность таких сеток образует элементарный слой, который может состоять из двух (октаэдрической и тетраэдрической), трех (двух тетраэдрических и одной октаэдрической) и более сеток, соответственно обозначенных 1 : 1; 2 : 1 и т.д. (табл. 27; рис. 87).

Все многообразие глин и их свойства определяются составом глинистых минералов, прямо связанным с ним химическим составом, а также размером частиц.

Содержание главных химических компонентов глин варьирует в широких пределах: 30–70% SiO_2 ; 10–40% Al_2O_3 ; 5–15% H_2O ;

Важнейшие глинистые минералы (состав, структура, свойства)

Тип структуры	Минеральная группа	Минерал	Химический состав	Плотность, г/см ³	Удельная поверхность, м ² /г	Емкость катионного обмена, мг экв/100 г
Слоистый	Каолинита	каолинит	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	2,60—2,68	8—20	3—15
		диаспорит	То же			
		нафрит	То же			
2:1	сметитов	галлуазит	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	2,00—2,56	35—70	5—40
		монтмориллонит	$\text{Mg}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2](\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	2,35—2,70	600—800	80—150
		нонтропит	$(\text{Fe}^{+3}, \text{Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2](\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	2,20—2,70		110—150
2:1	гидрослюд	сапонит	$\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2](\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$			
		бейделлит	$\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2](\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$			
		вермикулит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	2,40—2,70	70—500	100—150
2:1		иллит (гидромусковит)	$(\text{K}, \text{H}_3\text{O}) \text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	2,60—3,00	30—180	10—40
		гидробийотит	$(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$			
		глауконит	$\text{K}_{<1}(\text{Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2}, \text{Al}, \text{Mg})_2 \cdot 3[\text{Si}_3(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_{10}] \cdot n(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	2,60—2,96	80	10—40
2:2:1	хлоритов	хлорит	$(\text{Mg}, \text{Fe}_{3-4}(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})_n[\text{Al}_n\text{Si}_{6-n}\text{O}_5](\text{OH})_4$			
		пальгорскит	$\text{Mg}_5(\text{H}_2\text{O})_4(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		150—300	20—30
		сепиолит	$\text{Mg}_{8-3x}\text{Fe}_{2x}(\text{H}_2\text{O})_4(\text{OH})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	2,08—2,36		20—30
Смешано-слоистый		иллит-монтмориллонит				
		хлорит-вермикулит				
		хлорит-иллит				
Смешано-слоистый		монтмориллонит-хлорит				
		монтмориллонит-вермикулит				
		кулит				

подчиненными компонентами являются TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , H_2O , Na_2O , SO_3 , CO_2 , P_2O_5 , S , C и др. Помимо химического состава (основного показателя при решении вопроса о пригодности глины в качестве цементного сырья) к числу главнейших свойств, определяющих промышленную ценность глины, относятся их пластичность, связность, вспучиваемость, набухаемость, воздушная усадка, огневая усадка (при обжиге), огнеупорность, спекаемость, адсорбционная способность и гигроскопичность, способность к ионному обмену. Все эти свойства, определяемые по специально разработанным методикам, позволяют классифицировать глинистое сырье с учетом возможных областей его использования.

Согласно стандартной промышленной классификации России, принятой для глины, они подразделяются следующим образом:

1) по химическому составу (содержание Al_2O_3 , %): высокоосновные (более 40), основные (30–40), полукислые (15–20), кислые (до 15);

2) по огнеупорности (t плавления, $^{\circ}\text{C}$): огнеупорные (более 1580), тугоплавкие (1350–1580), легкоплавкие (до 1350);

3) по цвету черепка, полученного при обжиге: беложгущие, светложгущие и темножгущие.

Несмотря на широкое распространение глинистых пород, многие из них являются дефицитным сырьем. Исключительно редки палыгорскитовые (аттапульгитовые) и сепиолитовые глины, ограниченно развиты

высококачественные каолины и щелочные бентониты. В начале 80-х годов XX в. общий мировой уровень добычи глинистого сырья составил около 600 млн т, причем на долю каолинов приходилось более 17 млн т, бентонитов — более 7, аттапульгитовых и сепиолитовых глины — около 2 млн т. Наибольшее количество этого сырья было добыто в США: свыше 50 млн т, включая 7 млн т каолина, 4,5 млн т аттапульгита и сепиолита.

Образование глинистых пород разнообразно. Среди них присутствуют как гипогенные (гидрогермальные), так и гипергенные (осадочные, инфильтрационные, остаточные, обломочные и др.) продукты. Особое место занимают инфильтрационные и

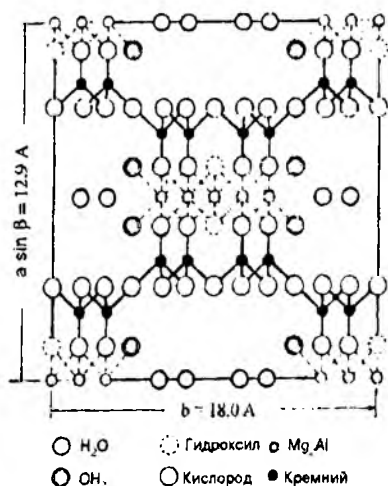


Рис. 87. Структура аттапульгита (по П.В. Харбёну и Р.Л. Бейтсу)

метаморфизованные глинистые осадки — аргиллиты и глинистые сланцы, в которых глинистые минералы большей частью превращены в слюды и хлориты.

Большая часть широко распространенных легкоплавких глин являются продуктом осаждения в морских и озерных условиях, а также делювиального и моренного происхождения. Бентонитовые глины в одних случаях представляют результат подводного разложения вулканических туфов, в других — переотложения продуктов выветривания мафических горных пород; отмечены случаи их образования путем отложения из гидротермальных растворов и метасоматическим замещением вулканических пеплов с участием подземных вод.

Выветривание главным образом силикатных пород (гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев и др.) приводило к образованию каолинов, широко развитых среди продуктов древних линейных и площадных кор выветривания; при этом элювиальные залежи принято называть первичными, а переотложенные делювиальные и аллювиальные — вторичными. Каолин гидротермального генезиса помимо каолинита содержит диккит и накрит, ассоциируя с сульфидами цветных металлов и баритом.

В специфических условиях седиментации (озерно-болотных, дельтовых, лагунных, карстовых полостях) за счет размыва и переотложения каолиновых кор выветривания происходило накопление огнеупорных и тугоплавких глин. Их образование могло происходить также в процессе обезжелезивания бокситов с одновременным обогащением кремнеземом.

В качестве глинистого сырья для цементной промышленности помимо наиболее выгодных глинисто-карбонатных пород — мергелей — наиболее существенны месторождения морских легкоплавких глин, глинистых илов, аргиллитов и глинистых сланцев. Все они представляют пластовые линзовидные залежи мощностью в метры—десятки метров и, как правило, имеют широкое площадное распространение (многочисленные четвертичные и более древние месторождения глин Московской, Ленинградской областей и других регионов страны; месторождения глинистых сланцев и аргиллитов Западной Сибири, Дальнего Востока, а также Грузии и Казахстана).

16.3. Кремнистые кристобалит-опаловые породы

К кремнистым кристобалит-опаловым горным породам относятся широко распространенные диатомиты, трепелы и опоки, а также более редкие спонголиты, радиоляриты и силикофлагелли-

ты. Эти породы осадочного биохимического происхождения представляют собой в различной степени уплотненные кремнистые остатки диатомей, радиолярий и игл губок, сложенных опалом и халцедоном. Содержание в них кремнезема составляет 60–98%; остальное приходится на глинистые минералы.

В диатомитах — легких, пористых, слабо сцементированных светлых, почти белых породах — наблюдаются неразложившиеся кремнистые органические остатки и очень небольшое количество примесей в виде глинистых минералов, кварца и глауконита. В светлоокрашенных трепелах эти остатки несут следы химического разложения, уступая место продуктам их преобразования — слабо сцементированным тельцам округлой формы; в них уже больше примесных, в основном аутигенных минералов (гидроксиды железа, глинистые минералы и др.). В отличие от диатомитов и трепелов опоки являются темно-серыми плотными породами, хотя и обладающими довольно высокой пористостью; в массе опалового микросферолитового материала органические остатки практически не устанавливаются; значительно больше глинистых и других аутигенных минералов.

Промышленное значение этих пород обусловлено их высокой гидравлической активностью (измеряется количеством извести СаО, поглощенной из раствора 1 г породы), малой объемной массой, высокой пористостью, фильтрационными, сорбционными каталитическими, звуко- и теплоизоляционными, абразивными и другими свойствами (табл. 28).

В России подавляющая часть их используется при производстве цемента в качестве гидравлических активных добавок: в отличие от других кремнистых (кварцевых, кварц-халцедоновых и халцедоновых) пород, кристобалит-опаловые содержат активный кремнезем, связывающий в бетоне избыточную свободную известь. Остальная часть используется главным образом в строительстве для

Таблица 28

Физические свойства главнейших кристобалит-опаловых пород

Параметры	Диатомиты	Трепелы	Опоки
Объемная масса, г/см ³	0,25–0,7	0,7–1,2	1,1–1,6
Плотность, г/см ³	1,03–2,20	2,20–2,50	2,30–2,35
Общая пористость, %	65–92	60–64	25–55
Эффективный размер пор, нм	100	—	3–5
Удельная поверхность, м ² /г	20–50	—	110
Прочность, МПа	0,5–3	—	20–30
Огнеупорность, °С	1150–1600	1150–1600	—

производства теплоизоляционных изделий, а также легкого искусственного заполнителя бетона — термолита, объемная масса которого $25\text{--}900\text{ кг/м}^3$, получаемого при термической обработке диатомитов и трепелов. Небольшое количество этих пород идет на производство фильтров, абразивов, носителей катализаторов, используется для очистки масел и нефтепродуктов, в качестве наполнителей бумаги, пластмасс и др.

В США и других промышленно развитых странах структура потребления этих пород иная. Бóльшей частью они используются для фильтрования, чистки и сепарации различных жидкостей, а также в качестве всевозможных наполнителей.

При оценке качества диатомитов, трепелов и опок как цементного сырья определяют их химический состав и гидравлическую активность. Массовая доля SiO_2 в породе должна быть более 80%, CaO — менее 2%, Al_2O_3 — до 8%. Гидравлическая активность, как количество поглощенной CaO за 30 суток, не должна быть ниже 150 мг/г.

Помимо диатомитов, трепелов и опок в качестве активных добавок в цемент могут использоваться вулканические породы опал-кристобалитового ряда: пуццоланы — слабо сцементированные вулканические пески и пепел и трассы — те же, но уже уплотненные образования. Они также содержат в своем составе активный кремнезем; их гидравлическая активность при тех же условиях должна превышать 50 мг/г. В цементной промышленности США именно пуццоланы и трассы используются в качестве активных добавок к портландцементному клинкеру.

Главным геолого-промышленным типом месторождений диатомитов, трепелов и опок в России являются согласные, выдержанные по простирацию пластовые залежи широкого площадного распространения мощностью в метры–десятки метров среди терригенных и терригенно-карбонатных образований мезокайнозойского возраста. Такие месторождения, в частности, развиты среди палеоценовых образований Поволжья (Инзенское, Алексеевское, Атемарское, Вольское), центральных областей (Зикеевское и др.), а также среди эоценовых толщ Зауралья (Камышловское, Ирбитское и др.).

16.4. Сульфатные породы

Ангидрит CaSO_4 и гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ являются широко распространенными сульфатами, образующими кристаллические гранулярные либо волокнистые агрегаты. Более редкими разновидностями гипса являются тонкозернистый просвечивающий

агрегат — алебастр и тонковолокнистый агрегат с шелковистым блеском — селенит. Оба минерала белые и светло-серые; по сравнению с гипсом ангидрит часто имеет голубоватый оттенок, заметно более высокую твердость (3–3,5) и больший удельный вес (2,93 по сравнению с 2,3 г/см³ у гипса).

Основная масса этих минералов входит в состав одноименных мономинеральных горных пород, содержащих также примеси карбонатов, галита, кварца, глинистых и других минералов. Кроме того, гипс совместно с песчаным, алевритистым, глинистым и известковым материалом образует своеобразные породы (гажу), содержащие иногда значительное количество гальки и гравия.

При нагревании до температуры 120–180 °С гипс теряет часть своей воды и переходит в полугидрат $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$, или полуводный гипс. Этот продукт, называемый часто строительным гипсом, при смешивании с водой образует высокопрочное вяжущее вещество, быстро схватывающееся и твердеющее. Его широко используют для штукатурных и отделочных работ, изготовления всевозможных строительных конструкций, а также в качестве формовочного материала и медицинского гипса.

Обжиг ангидрита и гипса при температурах 800–1000 °С приводит к частичной диссоциации CaSO_4 с образованием небольшого количества (до 3%) свободной жженой извести CaO . Это так называемый кальцинированный или эстрих-гипс; он медленно соединяется с водой, превращаясь в вяжущую массу, широко используемую в строительстве для производства плиточных и бесшовных полов, лестничных ступеней, искусственного мрамора.

В цементной промышленности при производстве портландцемента гипс добавляется (до 3%) в естественном виде для регулирования сроков схватывания бетона. Он также используется для получения гидравлического гипсошлакового цемента, представляющего тонко измельченную смесь высушенного гранулированного доменного шлака (80–85%), гипса и портландцементного клинкера; этот цемент весьма эффективен при подземном и подводном строительстве в агрессивных сульфатных средах. Наконец, существует ангидритовый цемент, получаемый обжигом природного гипса при температурах 600–700 °С с последующим тонким помолом вместе с различными активизирующими добавками.

В настоящее время около 90% добываемых гипса и ангидрита используется в качестве сырья для производства гипсовых вяжущих веществ и цемента. Из других областей применения этих минералов следует упомянуть производство серной кислоты, некоторых азотных удобрений, гипсования засоленных почв, в качестве облицовочного материала (алебастр) и поделочного камня (селенит и алебастр).

Мировая добыча гипса и ангидрита в последней четверти минувшего столетия превышала 70 млн т в год; лидирующие страны — США (около 11 млн т в год) и Канада (свыше 7 млн т в год). Помимо природных гипса и ангидрита сульфат кальция получают в виде отходов при производстве фосфорной кислоты из фосфатных пород. Если учесть, что производство 1 т кислоты сопровождается получением приблизительно 4,5 т фосфогипса, то современному мировому годовому уровню производства — свыше 20 млн т H_2PO_4 соответствует более 90 млн т этого продукта, что значительно превышает вышеуказанный мировой уровень добычи природного сырья.

В забоях карьеров и подземных горных выработок гипсовый и гипс-ангидритовый камень добывается преимущественно в виде кускового материала; его потери при прокаливании до температуры 600 °С должны быть не менее 19 и не более 21%. Товарный гипсовый камень, используемый для производства вяжущих веществ, подразделяется на четыре сорта по минимально допустимым массовым долям $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (%): 95, 90, 80 и 70, а гипс-ангидритовый камень — на три сорта: 95, 90 и 80. Гипсовый камень используется как для производства гипсовых вяжущих материалов, так и для цемента, в то время как гипс-ангидритовый — только для цемента. При этом цементное производство использует фракцию камня 0–60 мм, а производство гипсовых вяжущих веществ — более крупную фракцию 60–300 мм.

Хотя гипс и ангидрит могут образовываться в различных гипогенных и гипергенных условиях, наиболее значительные их концентрации связаны с обстановками аридного осадконакопления в изолированных соленосных лагунах и водных бассейнах, обогащенных сернокислым кальцием. В начальные стадии испарения эти минералы первыми выпадают в осадок, формируя основание мощных соляных толщ. Нередко пласты гипса в этих осадочных эвапоритовых толщах являются вторичными, как результат гидратации ангидрита.

Соответственно главным геолого-промышленным типом месторождений гипса и ангидрита являются линзовидные и пластовые залежи мощностью в метры–десятки метров и протяженностью от сотен метров до десятков километров, залегающие в толщах карбонатных и терригенных пород, представленных известняками, доломитами, глинами и мергелями. К этому типу принадлежат крупнейшие месторождения США, Канады, Франции, ФРГ, Великобритании и других стран. В России он представлен многочисленными месторождениями Европейского центра, Севера и Поволжья, Восточной Сибири, включая такие крупные, как За-

лаирское кембрийского возраста в Иркутской области, Новомосковское девонского возраста в Тульской области, Звозское нижнепермского возраста в Архангельской области.

Новороссийские месторождения цементного сырья

Эти месторождения локализованы в полосе вдоль северо-восточного побережья Черного моря вблизи г. Новороссийска. Это Новороссийские I, II, III, IV, Атакайское и другие месторождения глинисто-карбонатных пород, а также Баканское месторождение опок нижнепалеогенового возраста, расположенное северо-восточнее Новороссийска.

Геологически месторождения глинисто-карбонатных морских осадочных пород связаны с мощной (свыше 1 км) флишевой толщей верхнемелового возраста, слагающей крылья крупной Маркотхской антиклинали, вытянутой в северо-западном направлении параллельно берегу моря более чем на 50 км. Антиклиналь имеет изоклинальное строение, опрокинута на юго-запад с падением обоих крыльев на северо-восток под углами 25–70°; она осложнена складками более высоких порядков, сбросами и надвигами с амплитудами смещения пород в десятки метров.

Среди образований верхнемеловой толщи установлены (стратиграфически снизу вверх) туронские (нижненатухаевская подсвита), коньякские (верхненатухаевская подсвита), сантонские (гениохская свита) и кампанские (ахейнская свита) отложения; все они характеризуются переслаиванием карбонатных и глинистых пород, представленных практически всем рядом от почти чистых известняков через известковистые и глинистые мергели до слабоизвестковистых глин. В этом переслаивании участвуют также подчиненные прослои песчаников, алевролитов, песчаных известняков, кремнистых известняков и мергелей. Мощность индивидуальных слоев карбонатных пород колеблется от 2 до 60 см (редко до 1 м), а глинистых — от 0,5 до 4 см.

При опробовании эти породы по содержанию CaCO_3 разделяются на “высокие” (более 83%) известняки, “натуралы” (75–83%) — мергели и известковистые мергели, “низкие” мергели, среди которых различают “романчики” (60–75%), “трескуны” (39–60%), “дикари” — песчаные известняки и “подмазки” — известковистые глины (до 39%). К “высоким” известнякам относится большая часть разреза ниже- и верхненатухаевской подсвит, нижегениохская и нижний (фукоидный) горизонт верхнегениохской подсвиты. Мергели “натуралы” господствуют в верхнем (суджикском) горизонте верхнегениохской подсвиты. Породы ахейнской

свиты и среднего горизонта верхнегениохской подсвиты относятся преимущественно к “низким” мергелям. “Высокие” известняки рассматриваются как карбонатная, а “низкие” мергели как глинистая составляющие цементной шихты.

На индивидуальных месторождениях, эксплуатируемых карьерами, вскрывается та или иная часть (сотни метров) продуктивного разреза флишевой толщи. С учетом содержания главных компонентов добываемого сырья (табл. 29) производится его шихтовка.

Мощность вскрышных пород, представленных четвертичными аллювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями, с учетом почвенно-растительного слоя составляет 0,2–1,5 м. Ежегодная суммарная добыча цементного сырья на Новороссийских месторождениях в первой половине 80-х годов XX в. составляла около 8 млн т.

Вольские месторождения цементного сырья

Вольские месторождения мела, глины и опоки с суммарными разведанными запасами соответственно 445, 91 и 73 млн т находятся в Среднем Поволжье (Саратовская область) вблизи г. Вольска и разрабатываются пятью карьерами. В геологическом строении района месторождений принимают участие горизонтально залегающие осадочные морские отложения нижнего и верхнего мела, палеогена (сызранский ярус) и четвертичные.

В основании разреза находятся серые песчанистые глины аптского яруса (6,1–22,4 м), перекрытые пластом опокovidного песчаника (0,9–4,0 м); выше залегают черные жирные глины альбского яруса (7,7–17,5 м). Верхнемеловые отложения начинаются с мергелистого мела туронского яруса (4–12 м) со слоем иноцерамового мергеля в основании (1,5–4,0 м); далее вверх по разрезу следуют туронский мергелистый мел (4–12 м), коньякско-сантонский брекчиевый мел (2,5–4,0 м), кампанский, так называемый промежуточный мел (12–19 м) и маастрихтский белый мягкий мел (до 60 м). На размытой поверхности маастрихтского мела залегают ниже- и верхнесызранские темно-серые и черные глинистые опоки (1,6–56,0 м), перекрытые четвертичными суглинками (до 10,6 м) с почвенно-растительным слоем.

Большая часть этого разреза является продуктивной: нижнемеловая, включая и слой опокovidного песчаника, — на глинистое сырье, верхнемеловая (без слоя иноцерамового мергеля в основании) — на карбонатное сырье, палеогеновая — на высококремнистое сырье. К вскрышным породам кроме делювиальных четвертичных суглинков с почвенно-растительным слоем отно-

Состав (мас. %) и свойства цементного сырья Новороссийских месторождений

Параметры	Месторождения							
	Новороссийское I				Новороссийское II			
	1	2	3	4	5	6	7	8
CaCO ₃	77,29-88,43	77,60-90,30	69,70-80,68	54,69-75,14	40,73-73,07	70,67-73,81	60,12-80,30	80,70-87,66
SiO ₂	7,42-12,64	5,76-16,52	13,57-21,53	17,66-34,64	20,44-48,89	19,8-20,85	12,93-34,78	7,06-12,98
Al ₂ O ₃	1,31-3,81	1,11-3,76	2,37-3,76	3,73-5,46	2,66-5,57	3,13-4,17	1,83-6,91	1,86-2,75
Fe ₂ O ₃	0,82-1,72	0,52-1,28	0,96-1,20	1,21-1,67	0,97-7,87	1,39-1,80	0,78-4,00	0,79-1,13
Силикатный модуль	2,70-2,90	1,75-4,76	3,11-4,40	3,57-4,63	4,27-7,87	3,64-4,45	2,29-7,10	2,6-3,3
Глиноземный модуль	1,64-2,72	1,84-4,54	2,29-3,13	2,64-3,26	2,40-2,29	2,09-2,45	1,19-3,32	2,3-2,4
MgO	—	0,53-0,87	0,53-0,87	—	—	0,6-0,73	0,6-0,73	—
SO ₃	—	0,03-0,06	0,03-0,06	—	—	0,03-0,05	0,03-0,05	—
TiO ₂	—	0,11-0,23	0,11-0,23	—	—	0,16-0,20	0,16-0,20	—
P ₂ O ₅	—	0,06-0,09	0,06-0,09	—	—	0,07-0,08	0,07-0,08	—
K ₂ O	—	0,59-0,84	0,59-0,84	—	—	0,60-0,78	0,60-0,78	—
Na ₂ O	—	0,12-0,14	0,12-0,14	—	—	0,1-0,12	0,1-0,12	—
Естественная влажность	—	0,14-1,47 (0,71)	0,14-1,47 (0,71)	—	—	0,81-1,76 (0,96)	0,81-1,76 (0,96)	—

Параметры	Месторождения							
	Новороссийское I				Новороссийское II			
	1	2	3	4	5	6	7	8
Объемная масса, м/м^3	—	2,57	2,57	—	—	2,55	2,55	—
"высокие известняки"	—	2,33	2,33	—	—	2,35	2,35	—
"низкие известняки"	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — верхненатухаевская подсвита, "высокие" известняки; 2 — нижнегениохская подсвита, "высокие" известняки; 3 — верхнегениохская подсвита, "высокие" известняки; 4 — верхнегениохская подсвита, "низкие" мергели; 5 — ахейская свита, "низкие" мергели; 6 — верхнегениохская подсвита, "натуралы"; 7 — верхнегениохская подсвита, "низкие" мергели; 8 — нижнегениохская и верхненатухаевская подсвиты, "высокие" известняки. В скобках даны средние значения.

сят также и верхние 10 м сильно песчанистых верхнесызранских опок. Химический состав и некоторые свойства глинистого и карбонатного сырья приведены в табл. 30. Гидравлическая активность высококремнистого сырья (опоки) составляет в среднем около 300 мг СаО на 1 г за 15 титрований.

Добытое в карьерах сырье перерабатывается на цементных заводах АООТ "Вольскцемент" по классической схеме; общая мощность предприятия 3 млн т цемента в год.

Алексеевское месторождение опок и мела как цементного сырья

Месторождение находится в Мордовии в 5 км к северо-востоку от железнодорожной станции Чамзинка. Оно связано с вытянутой на 12,5 км в северо-восточном направлении полосой выходов на дневную поверхность меловых и палеогеновых отложений. Системой оврагов эта полоса продуктивных пород расчленена на несколько участков, одним из которых является Южный.

Этот участок площадью 1,7 км² занимает водораздел рек Суры и Нуи. В основании геологического разре-

за находятся глины кампанского яруса, выше которых залегает мергелистый мел маастрихтского яруса и далее нижнесызранские (палеоген) опоки с почвенно-растительным слоем (0,3–0,4 м) на поверхности.

Мергелистый мел является карбонатным сырьем, пригодным для производства цемента. Мощность слагаемой им толщи составляет на Южном участке 18–20 м; нижняя ее часть (до 2,3 м) обогащена глауконитом. Контакт толщи с вышележащими опоками

Таблица 30

Состав (мас. %) и свойства цементного сырья Вольских месторождений

Параметры	Глинистое сырье		Карбонатное сырье	Иноцера- мовый мергель*
	глины нижней пачки с опо- ковидным песчаником	глины верхней пачки	мел белый, промежуточ- ный и мерге- листый	
SiO ₂	65,6	63,76	2,36–5,72	20,31
Al ₂ O ₃	15,02	15,76	0,46–1,88	—
Fe ₂ O ₃	4,77	4,85	0,34–0,75	—
CaO	2,55	2,62	50,73–54,19	42,66
MgO	1,51	2,08	0,30–0,94	—
п.п.п.	5,16	6,96	—	—
R ₂ O	2,07	—	—	—
S	1,06	1,04	0,4	—
SO ₃	0,4–0,6	0,4–0,6	0,27	—
P ₂ O ₅	—	—	0,1–0,2	≤ 2,96
Силикатный модуль	3,04–6,04	2,73–3,37	—	—
Глиноземный модуль	2,03–3,53	2,71–3,61	—	—
Объемная масса, т/м ³	1,9	1,9	2	~ 2
Средняя естест- венная влаж- ность, %	16,5	20,3	10,3	10,3
Остаток на сите (%):				
900 отверстий на 1 см ²	≤ 1	≤ 1		
4900 отвер- стий на 1 см ²	0,27–3,18	0,27–3,18		

* В качестве сырья не используется из-за пониженных содержаний CaO и повышенных Al₂O₃ и P₂O₅.

подчеркивается появлением коричневых глин, выполняющих неровности в кровле меловых пород. Химический состав мергелистого мела следующий (мас. %): 5,34–12,45 SiO_2 ; 1,44–3,82 Al_2O_3 ; 0,61–1,31 Fe_2O_3 ; 45,3–50,5 CaO ; 0,42–1,04 MgO ; 0,0–0,13 SO_3 ; 0,27 P_2O_5 ; п. п. п. 37,50–40,17; силикатный модуль 1,60–4,56 (средний 2,58); глиноземный модуль 1,60–5,27 (средний 2,74).

Мощная толща опок, перекрывающая меловые породы, составляет главную часть промышленно значимого разреза месторождения. Опоки Южного участка характеризуются таким составом (мас. %): 72,0–83,93 SiO_2 ; 3,85–10,54 Al_2O_3 ; 3,31–5,79 Fe_2O_3 ; 0,63–3,62 CaO ; 0,73–1,54 MgO ; до 0,26 ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$); до 0,26 SO_3 ; 0,12 P_2O_5 ; п.п.п. 2,55–6,0; силикатный модуль 4,65–8,81 (средний 7,37); глиноземный модуль 0,7–2,45 (средний 1,76). Гидравлическая активность колеблется от 148,74 до 392,15 мг/г.

Новомосковское месторождение гипса

Одно из самых крупных в России Новомосковское месторождение гипса находится в 3–4 км севернее г. Новомосковска Тульской области и занимает площадь более 32 км². Оно приурочено к южному крылу Московской синеклизы и связано с гипсоносной толщей данковского горизонта фаменского яруса верхнего девона. Эта толща повторяет общую структуру крыла синклинали, полого погружаясь на север вместе с ниже- и вышележащими образованиями.

Гипсоносная толща мощностью около 70 м подстилается кавернозными известняками, доломитами и мергелями. Она характеризуется сложным строением: ее нижняя часть представляет чередование доломитовых и гипсовых слоев, а верхняя — пласт гипса мощностью 20–25 м. Иногда этот пласт разделяется слоем доломита на две части; его внутреннее строение на отдельных участках осложнено маломощными прослоями глин. Почти на всей площади месторождения гипсовый пласт перекрыт слоем глин 0,5–2 м, изолирующим его от вышележающих водоносных доломитов.

Выше по разрезу над гипсоносной толщей залегают верхнедевонские доломиты, доломитизированные известняки и мергели мощностью около 35 м. Верхнедевонские образования перекрыты нижнекаменноугольными известняками, песчано-глинистыми породами с прослоями угля, мезозойскими песчаниками и глинами, четвертичными песчано-глинистыми аллювиально-делювиальными отложениями. Мощность перекрывающих гипсоносную пачку пород варьирует от 60 до 130 м, что обусловлено главным образом неровным рельефом поверхности.

Промышленным является мощный гипсовый пласт в верхней части гипсоносной толщи, сложенный мелкокристаллическим, реже волокнистым гипсом белого, светло-серого, иногда темно-серого цвета; присутствующим в нем редким прослойкам доломита и темно-серых илоподобных глин характерна мощность от 1 до 20 мм. Кроме того, в составе пласта появляются единичные более мощные линзы доломита (15–20 см) и кремня (до 5 см), а также линзовидные скопления целестина. Рабочая мощность пласта на основной части месторождения 12–18 м, а его подошва находится на глубинах 72–142 м от поверхности.

Среднее содержание $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в промышленном пласте по отдельным скважинам варьирует от 83,42 до 93,17%, а по месторождению в целом составляет 88,78%. Качество добываемого сырья отвечает требованиям, предъявляемым к гипсовому камню 1 и 2 сортов. Разработка пласта ведется подземным способом. По разведанным запасам Новомосковское месторождение является крупнейшим в стране.

Генезис месторождения — осадочный, связанный с изолированным отмирающим морским бассейном.

Глава 17

КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ (КАОЛИНЫ, ГЛИНЫ, КЕРАМИЧЕСКИЕ ПЕГМАТИТЫ, ГРАНИТЫ, ФАРФОРОВЫЕ КАМНИ И ДРУГИЕ ПОРОДЫ)

Керамика — это изделия преимущественно из природных глин и их соединений с различными минеральными добавками, обожженных до камневидного состояния. Керамические изделия имеют разнообразное назначение, как декоративное, так и техническое (от строительного кирпича до уникальной декоративной фарфоровой вазы и глазурированного художественного панно). В зависимости от назначения в керамических изделиях определяющими являются самые их различные свойства: цвет, отсутствие открытой пористости, прочность, термостойкость, сейсмическая устойчивость, диэлектрические показатели, водопоглощение, плотность, коэффициент термического расширения, пьезоэлектрические, магнитные и сверхпроводящие свойства и т.д.

Керамическая промышленность уже давно разделилась на самостоятельные области, выпускающие разнообразные бытовые, строительные, технические и художественные изделия (кирпич, черепица, огнеупоры, кислотоупоры, керамические трубы и

сантехнические изделия, строительные блоки, кафель, облицовочная и метлахская плитка, глиняная посуда, фарфор и фаянс, электро- и радиотехнический фарфор и строительный фаянс, архитектурные детали, изделия художественного промысла и др.).

Особое место занимают так называемые керметы, получаемые при спекании металлических и керамических порошков; они обладают высокой прочностью и другими ценными техническими свойствами, которые используются для изготовления турбин, авиационных двигателей, режущего инструмента и др.

Производство керамики складывается из обработки сырья и подготовки пластичной керамической массы, формования, сушки и обжига изделий, а в отдельных случаях и их внешней отделки.

В зависимости от состава пластической массы, температуры и времени обжига получают так называемую грубую или тонкую керамику. Первая имеет крупнозернистый, обычно пористый, неровный в изломе черепок (строительный кирпич, гончарные изделия и др.), вторая — однородный в изломе, плотный, равномерно окрашенный черепок (каменный товар, фарфор, фаянс, корундовая, муллитовая, энстатитовая, кордиеритовая и другие специальные керамики).

Сырьем для грубой керамики (красный кирпич, гончарные изделия) являются легкоплавкие и пластичные глины, отошаемые (для уменьшения пластичности и усадки при спекании) в случае необходимости добавкой песка или шамота (обоженная до спекания огнеупорная глина или каолин). Для получения шамотного огнеупорного кирпича используются огнеупорные глины с минимальным содержанием щелочных оксидов, а также каолин; в качестве отошающего материала применяется дробленый шамот, а в производстве полукислых огнеупоров отошающим материалом служит кварцевый песок.

Подготовка пластичной формовочной массы состоит в дроблении и перемешивании этого сырья до однородного состояния, ее увлажнении и проминке. Формование чаще всего осуществляется пластическим методом с использованием специальных прессов. Для удаления воздуха используются вакуумные массомялки и вакуум-прессы. Это повышает пластичность и формовочные свойства массы, а полученные керамические изделия имеют меньшую пористость, более высокую прочность, кислотоупорность, лучшие диэлектрические показатели и др.

В качестве сырья для каменного товара (облицовочная плитка, трубы и другие изделия, характеризующиеся плотным черепком) используются тугоплавкие глины с кварцевым песком как отошающей добавкой; его подготовка и формование производятся аналогичным образом.

Состав (%) исходной шихты для тонкой керамики и некоторые ее свойства

Компоненты шихты (минералы, горные породы, искусственные соединения)	Фаянс	Фарфор
Каолин	30–35	30–40
Беложгущие пластичные глины	30–35	24–9
Полевой шпат	0–5	20–35
Кварц	30–35	20–30
Температура обжига, °С	до 1260	более 1300
Пористость, %	12–14	около 0,5
Облик черепка	плотный, мелко-пористый, белый	плотный, звонкий, просвечивающий в тонком сколе, без пор

Для получения фарфора и фаянса в состав исходной сырьевой смеси вводят пластичные беложгущие глины и каолин, кварц, полевой шпат и шамот в различных соотношениях (табл. 31). Формовка полученной тонкодисперсной пластичной массы производится обычно в гипсовых формах.

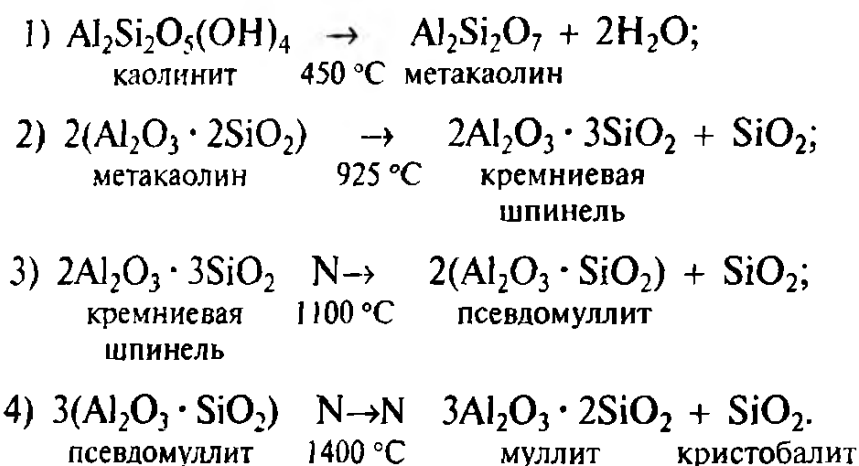
Сушка керамических изделий происходит в специальных сушилках. Она имеет важное технологическое значение: при слишком быстрой или неравномерной сушке в керамических изделиях в результате усадки могут возникнуть трещины. Полностью высушенное изделие обладает значительной прочностью, увеличивающейся при обжиге.

В процессе последующего обжига керамической массы из нее удаляются остатки гигроскопической воды, а глинистые минералы разлагаются; происходит образование новых кристаллических силикатов и цементирующего стекловидного расплава с последующим затвердеванием и упрочнением (спеканием). С увеличением температуры обжига повышается степень спекания порошка, снижается его пористость, повышаются прочность, химическая стойкость и диэлектрические свойства. Кроме изменения температуры спекание зависит также и от состава керамической массы, в частности от количества в ней Na_2O , K_2O и др.

Конечные температуры обжига различны: около 900–1000 °С для строительного кирпича и достигая 2000 °С для специальных огнеупорных изделий. Продолжительность обжига также различна: 2–3 часа для мелких керамических изделий и несколько суток для крупных огнеупорных изделий. Главные конечные продукты

обжига глины представлены муллитом, сложным стеклом, кристобалитом и некоторым количеством кварца.

О сложности процессов дегидратации и разложения глинистых минералов при нагревании и упрочняющем обжиге, сопровождающихся образованием новых (промежуточных и конечных) минеральных фаз, свидетельствует, в частности, хорошо изученное многостадийное термальное превращение чистого каолинита:



Некоторые керамические изделия могут глазурироваться, шлифоваться, полироваться и покрываться рисунками. Глазури изготавливаются тонким мокрым помолом смеси кварца, полевых шпатов, мела, глины, борацита, свинцового сурика и других материалов, которые при температурах 1000–1350 °С образуют на поверхности керамики блестящий стекловидный слой. Керамические краски получают из оксидов кобальта, хрома, меди, марганца, железа и других металлов.

Помимо пластичных глины и каолинов в керамическом производстве используются и другие природные и искусственные материалы, добавляемые для регулирования технических свойств керамической массы: изменения ее пластичности, снижения температуры плавления, уменьшения деформаций при обжиге, повышения термостойкости керамических изделий и др. Среди них первостепенное значение имеют калиевые и натриевые минералы — полевые шпаты (ортоклаз, альбит, анортит) и нефелин, а также волластонит. Полевые шпаты в процессе обжига расплавляются в первую очередь с образованием вязкого стекла, скрепляющего более тугоплавкие компоненты керамической массы. При производстве тонкой художественной керамики, а также электрофарфора используются в основном калиевые полевые шпаты, низкотемпературного дешевого фарфора — преимущественно натриевые. Волластонит вводится в керамическую массу для снижения ее влагоемкости, а также для получения электро- и радио- керамических изоляторов.

Традиционным источником полевых шпатов для керамической промышленности являются пегматиты. Однако пегматитового сырья не хватает, поэтому в настоящее время все шире используются различные горные породы с высоким содержанием полевых шпатов или их заменителей (нефелина, лейцита, серицита и др.). Чаще всего это граниты, аплиты, фонолиты, сиениты, нефелиновые сиениты, “щелочные” каолины, полевошпатовые пески и песчаники и др.

Особый интерес представляют гидротермально измененные серицитизированные и каолинизированные кислые, реже средние по составу магматические (в том числе пирокластические) породы — граниты, риолиты, дациты и их туфы — так называемые фарфоровые камни. В некоторых случаях их состав соответствует требуемому для исходной фарфоровой или фаянсовой массы либо нуждается в незначительной подшихтовке полевыми шпатами, огнеупорной глиной и др.

Фарфоровые камни разделяют на кварцевые и относительно редкие бескварцевые; в свою очередь кварцсодержащие камни подразделяют (по преобладающему минералу) на каолинитовый (диккитовый), пирофиллитовый, полевошпатовый и серицитовый типы. По суммарному содержанию щелочей ($K_2O + Na_2O$) среди них выделяют щелочные (более 2,5%), нормальной щелочности (0,5–2,5%), и бесщелочные (до 0,5%), а по величине калиевого модуля (K_2O/Na_2O) щелочные и нормальной щелочности фарфоровые камни относят к высококалиевым (более 3), калиево-натриевым (1–3) и натриевым (до 1).

Наиболее дефицитными являются высококалиевые разновидности фарфорового камня. Натриевые разновидности в керамической промышленности не используются, но являются ценным стекольным сырьем. В литературе фарфоровые камни часто называют собственными именами, отражающими их местонахождение или другие специфические особенности: корнуолльский камень (грейзенизированные и каолинизированные граниты п-ова Корнуолл в Англии), китайский камень (многочисленные месторождения КНР), гусевский камень (вторичные кварциты за счет субвулканических дацитовых порфиров Гусевского месторождения в Приморье), росеки (пирофиллитовый) и тосеки (серицитовый) камни в Японии (гидротермально измененные кислые изверженные породы с кварцем и каолинитом).

Основные требования промышленности к качеству фарфорового камня как к керамическому сырью (так же как и для каолинов, каолиновых и других пластичных беложгущих глин) следующие: мелкозернистость и однородность строения, выдержанность

химического состава, беложгуший черепок и низкие содержания хромофоров (Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 и др.), содержание щелочей и величина калиевого модуля. Для различных видов керамики эти показатели неодинаковы. Так, для производства электрофарфора фарфоровые камни должны содержать оксидов железа не более 0,4%, щелочей — не менее 1,5% при отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 4$, кварца — не более 60%.

Среди многочисленных типов месторождений каолинов, глин, полевых шпатов и фарфоровых камней как керамического сырья в качестве главных выделяются следующие.

1. Изменчивые в плане, плащеобразные, линзообразные и более сложные каолиновые залежи с корневыми окончаниями типа жил и карманов площадью в десятки–сотни квадратных километров, мощностью в метры–десятки метров и более в корах выветривания массивов лейкократовых калишпатовых гранитов, гнейсов и мигматитов, реже плагиогранитов, кварцевых порфиров и других пород (месторождения Просяновское, Глуховецкое, Велико-Гадоминское, Беляевское, Союзное, Ново-Андреевское, Алексеевское и многие другие на Украине, Сент-Остелл в Великобритании, Седлец в Чехии и др.).

2. Пласты и линзы существенно каолинитовых огнеупорных и тугоплавких глин мощностью в первые метры в составе ритмично переслаивающихся морских и континентальных осадочных песчано-глинистых толщ различного возраста, включающих иногда промышленные пласты углей, карбонатных железных руд, бокситов, а также кирпичных глин (месторождения Боровичско-Любытинской группы, Латненское и другие в России, многочисленные месторождения в составе Угленосной серии в Великобритании и др.).

3. Жилообразные, линзовидные и сложной формы тела полевошпатовых, мусковитовых, хрусталеносных и редкометалльных гранитных пегматитов однородного либо зонального внутреннего строения, протяженностью в десятки–сотни метров, мощностью в метры–первые десятки метров, залегающие в древних глубоко метаморфизованных алюмосиликатных толщах. Полевошпатовое сырье является ведущим либо попутным компонентом, добываемым совместно с кварцем, слюдами, редкими землями, горным хрусталем, оптическим флюоритом и другими цветными камнями (многочисленные месторождения Карелии, Кольского полуострова и других регионов России, месторождения Украины, Казахстана, а также Индии, Бразилии, США, Норвегии, Швеции, Финляндии и др.).

4. Тела или части дифференцированных тел аляскитовых гранитов, нефелиновых сиенитов, анортозитов и других магматических пород с высокими содержаниями полевых шпатов, нефели-

на, лейцита и других щелочесодержащих минералов, характеризующиеся разнообразной формой, значительными (сотни метров и километров) размерами и близповерхностным залеганием, доступные для открытой разработки и преимущественно комплексной переработки извлекаемой горной массы (Карчисайское месторождение лейкократовых гранитов в Узбекистане, месторождения аляскитов Спрус Пайн в Северной Каролине, США, нефелиновых сиенитов Блу-Маунтин в Канаде, Хибинские месторождения нефелиновых сиенитов, Сынныйский и Сакунский массивы высококалийных пород сынныйритов и др.).

5. Штокообразные, линзовидные и дайкообразные залежи фарфоровых камней различного состава и тесно связанных с ними каолинов размером от десятков до сотен и более метров в приповерхностных (до 0,5–1 км) грейзенизированных частях гранитоидов и гидротермально измененных кислых, реже средних вулканических пород мезокайнозойского, иногда верхнепалеозойского возраста (Гусевское, Бикинское и другие месторождения в России, месторождения п-ова Корнуолл в Англии, многочисленные месторождения Японии, КНР и др.). По мере увеличения в породе каолинита, галлуазита, диккита и иллита за счет сокращения доли серицита, пиррофиллита и диаспора она переходит из фарфорового камня в каолин (месторождения каолина Чили, Мексики, Новой Зеландии, Японии и др.).

Месторождения каолинов и глин Великобритании

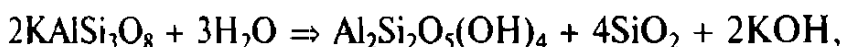
Великобритания является страной с традиционной высокоразвитой керамической промышленностью, базирующейся на собственном высококачественном сырье — первичных (остаточных) каолинах, каолиновых, так называемых “комовых”, огнеупорных и кирпичных, а также специфических сукновальных (фуллерова земля) глинах. По добыче каолина Великобритания занимает второе место в мире после США, а по производству бентонитов входит в первую десятку стран.

Месторождения каолинов и каолиновых комовых глин находятся в Корнуолле и Девоншире (Юго-Западная Англия). Своеобразным кристаллическим фундаментом этого региона является гигантский гранитный батолит верхнекаменноугольного возраста, прорывающий девонские и каменноугольные, преимущественно осадочные стратифицированные образования. Положительные формы неровной кровли этого батолита — куполы — выходят на дневную поверхность в виде серии крупных интрузивов: Дартмур, Бодмин Мур, Сент-Остелл, Карменеллис и Ландс Энд.

Все они сложены кварцевыми монцонитами и адаметеллитами, состоящими из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, коричневой слюды с аксессуарным турмалином, цирконом и апатитом. С этими интрузивами тесно связаны олововольфрамовые жилы, аплиты и пегматиты. В них широко проявлены грейзенизация и каолинизация. Наиболее интенсивная каолинизация отмечается в массиве Сент-Остелл.

Каолиновые залежи приурочены к верхним частям гранитных массивов и имеют воронкообразную форму с размерами в многие сотни метров (рис. 88). Глубина развития каолинизации в гранитах может составлять 200–300 м. Благодаря присутствию флюорита кремневоокрашенный каолин иногда приобретает розоватый оттенок. В его составе присутствует белая слюда, включая лепидолит и жильбертит, зерна кварца с мелкими идиоморфными кристалликами альбита, микропертита, топаза, флюорита, турмалина.

Образование каолина дискуссионно. Согласно одной точке зрения — это результат гипогенного изменения гранитов под воздействием перегретых паров и горячих газов, содержащих соединения бора и фтора, поступавших из глубин по трещинам и разломам, разлагавших калиевый полевой шпат с высвобождением кремнезема и калия:



с новообразованием небольших количеств флюорита и турмалина. Другая точка зрения рассматривает каолин как продукт выветривания гранитов.

Добыча каолина осуществляется в карьерах с помощью гидромониторов: струя воды под давлением размывает стенку карьера; глинистый материал в виде водной суспензии стекает в отстойники, освобождаясь от неглинистых частиц. Получаемая товарная продукция по химическому составу близка к чистому каолиниту (мас. %): 46,5 SiO_2 ; 39,5 Al_2O_3 ; до 2 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$); 0,5–1,2 Fe_2O_3 , что в пересчете составляет 80–95% каолинита и 5–15% мусковита. Корнуольский каолин имеет очень высокую степень белизны, что особенно важно для бумажной промышленности. Однако из-за сравнительно большой крупности частиц керамические массы на его основе непластичны, поэтому в них вводят пластифицирующие добавки — комовые глины и бентониты.

В этом же регионе Юго-Западной Англии, непосредственно к востоку от гранитного массива Дартмур, находятся осадочные месторождения каолиновых комовых глин. Свое название они получили в связи с тем, что ранее они извлекались в виде шаров или комков массой около 15 кг. Геологически они связаны с бассей-

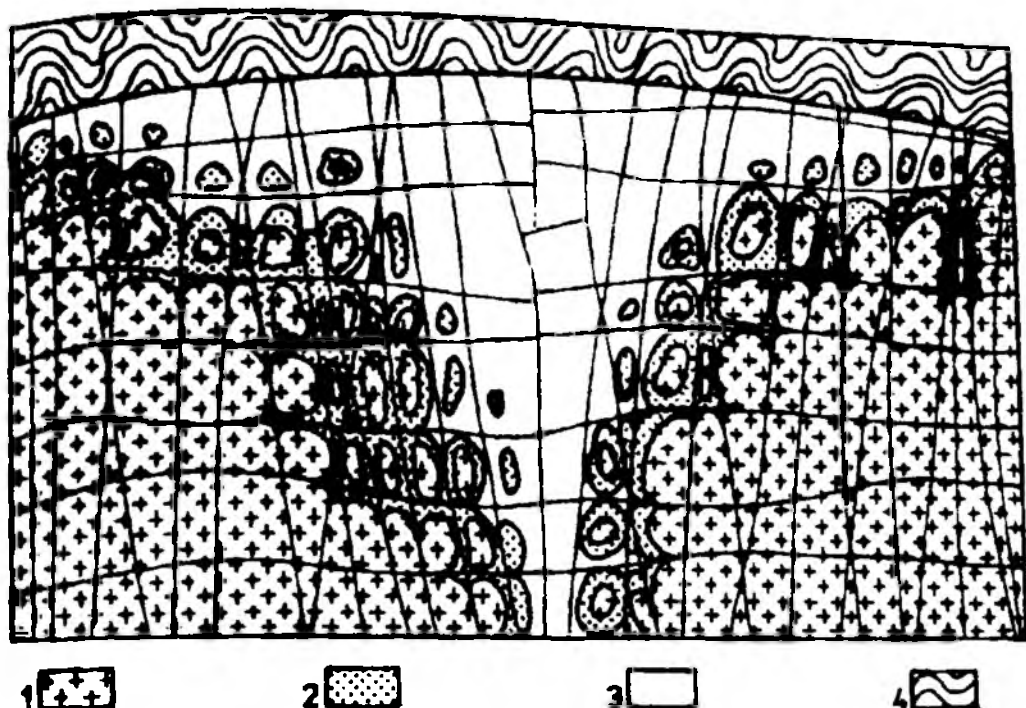


Рис. 88. Схематический разрез типичной воронкообразной залежи каолина на гранитах около Сент-Остелла, Корнуолл (по Бристоу):

1 — граниты; 2 — слабокаолинизированные граниты; 3 — каолин; 4 — палеозойские сланцы (киллас)

ном осадконакопления Бови площадью свыше 25 км^2 , выполненным более чем 1100-метровой эоцен-олигоценовой толщей песков, алевролитов, алевролитистых глин, комовых глин, углистых глин и лигнитов. В пределах этого бассейна выявлено более 40 промышленных пластовых залежей и линз комовых глин мощностью от 1 до 5 м.

Главный глинистый минерал комовых глин — каолинит, второстепенные — кварц и слюда типа иллита, примеси — органическое вещество (лигнит), оксиды железа и титана. В зависимости от окраски выделяют голубые, цвета слоновой кости и черные (с лигнитом) разновидности глин. Их химический состав варьирует в следующих пределах (%): $40\text{--}60 \text{ SiO}_2$; $25\text{--}40 \text{ Al}_2\text{O}_3$; $0,25\text{--}4,0 \text{ Fe}_2\text{O}_3$; $0\text{--}0,75 \text{ Na}_2\text{O}$; $0,5\text{--}4,0 \text{ K}_2\text{O}$. По гранулометрическому составу глины тонкодисперсные: размер свыше 80% слагающих их частиц составляет сотые—десятые доли микрометра.

Комовые глины обладают высокой пластичностью (максимальной в черной разновидности, богатой лигнитом), кремовым, белым или близким к белому цвету черепка, высокой дисперсностью и высокой прочностью в необожженном состоянии.

Добыча комовых глин чаще осуществляется карьерным способом. Однако, учитывая их высокое качество и редкость таких

образований, допускается и их подземная добыча. Значительная часть этого сырья используется для изготовления керамических дренажных труб, строительного, кислотоупорного и огнеупорного кирпича: до недавних пор на его базе процветало гончарное производство. Для получения высококачественного белого фарфора эти глины (ball clay) используются в качестве пластифицирующих добавок к вышерассмотренным каолинам (china clay).

Считается, что месторождения комовых глин бассейна Бови имеют озерно-болотное происхождение; они образовались за счет эрозии и химического разложения гранитов Дартмур и окружающих эти граниты пород с последующим переносом и отложением продуктов в эоцен-олигоцене в грабене.

Месторождения огнеупорных и кирпичных глин широко проявлены на большей части территории Великобритании. Огнеупорные глины представляют собой осадочные плотные образования в составе Угленосной серии верхнекаменноугольного возраста. Кирпичные глины присутствуют среди девонских, каменноугольных, триасовых, юрских, меловых, третичных и четвертичных морских, озерно-болотных, аллювиальных и ледниковых формаций.

Одним из районов совместного развития огнеупорных и кирпичных глин является территория графств Норткумберленда и Дарема (Северная Англия), характеризующаяся широким площадным распространением верхнекаменноугольных толщ, подразделяемых на намюрскую серию Милстоун-Грит и вестфальскую Угленосную серию (Coal Measures). Верхняя часть серии Милстоун-Грит, обнажающаяся на территории этих графств, сложена мощными пластами грубозернистых песчаников, разделенных маломощными слоями морских глинистых сланцев.

Вышезалегающая Угленосная серия представляет собой ритмичное чередование морских и континентальных осадков; разрез полной циклотемы начинается слоем морских уплотненных глин, сменяемых вверх континентальными глинистыми сланцами или аргиллитами, песчаниками, корневым слоем древней почвы и, наконец, угольным пластом. Большинство таких циклотем развиты не полностью: в них те или иные элементы могут отсутствовать. Мощность индивидуальной циклотемы колеблется от 1 до 30 м, а Угленосной серии в целом составляет около 600 м.

Образование Угленосной серии в вестфальское время происходило в незакономерно прогибающемся континентальном бассейне с преобладающими болотными и лагунными условиями. Скорость образования глин и песчаников за счет материала, приносимого крупными реками, временами превышала скорость прогибания, что предопределило кратковременные, эпизодиче-

ски возникавшие условия суши с появлением древних почв — субстрата для роста обширных лесов, которым в разрезе соответствуют угольные пропластки циклотем.

Глины и глинистые сланцы, входящие в состав Угленосной серии, часто являются огнеупорными и почти всегда добываются совместно с углем в угольных шахтах и разрезах. В тех случаях, когда в глинах содержится большое количество глинозема (30–40%) и малое количество щелочей (менее 1%), они относятся к огнеупорным и используются для производства санитарного фаянса и огнеупоров. Огнеупорные глины сложены каолинитом, слюдой и кварцем. В виде примесей в них часто присутствуют органическое вещество, карбонаты кальция, магния и железа, пирит, гидроксиды железа и анатаз. Их химический состав и свойства приведены в табл. 32. Глины с меньшим количеством глинозема и большим содержанием щелочей (около 3–4% в основном за счет K_2O), оксидов железа, органического вещества и других относятся к кирпичным (грубокерамическим); они являются темножгущими (с различной окраской черепка) и легкоплавкими. Эти глины используются в основном для производства кирпича, труб и других изделий грубой керамики. Их главные минералы —

Таблица 32

Состав (мас. %) и свойства огнеупорных глин Норткумберленда и Дарема
(по У. Уоррелу)

Компонент, минерал	От-до, (среднее)	Фракция (мкм), свойства	Интервал (среднее)
SiO_2	48,6–81,6 (59,6)	0,1	2–7 (3)
Al_2O_3	12,2–32,5 (26,0)	0,1–2,0	9–30 (22)
Fe_2O_3	0,6–3,4 (1,6)	2,0–5,0	8–18 (13)
TiO_2	1,0–1,6 (1,2)	10,0–25,0	4–20 (14)
CaO	0,1–0,8 (0,4)	влагосодержание рабочее, %	8,5–11,4 (9,6)
MgO	0,2–0,8 (0,5)		
Na_2O	0,03–0,3 (0,1)		
K_2O	0,9–2,6 (1,7)		
п.п.п.	0,1–0,4 (0,2)	огнеупорность, °C	1595–1700 (1662)
SO_3	0,1–0,4 (0,2)		
C	0,3–2,2 (0,9)	линейная огневая усадка, %	0,0–5,0 (2,8)
Каолинит	23,5–67,8 (50,4)		
Слюда	7,6–24,0 (15,0)		
Кварц	10,4–67,0 (29,3)		
Углеродистое вещество	0,0–3,0 (1,2)		

каолинит, хлорит и иллит; в примесных количествах присутствуют кварц и органическое вещество. В обожженном состоянии (температура обжига 1000–1180 °С) они приобретают зеленовато-серую, светло-серую, кремовую, темно-бурую окраску и др.

Известные под названием “фуллерова земля” кальциевые монтмориллонитовые глины Великобритании по своим свойствам и практическому использованию близки к классическим бентонитам. Основным районом добычи этих глин является Редхилл (графство Суррей) к югу от Лондона, где из нескольких карьеров получают суммарно около 200 тыс. т сырья. Здесь среди нижнемеловых (аптских) песчаников Сандгейт (формация нижних зеленых песчаников), выходящих на поверхность вдоль северного крыла антиклинальной структуры, выявлено несколько горизонтов фуллеровой земли. Эти горизонты (пласты) суммарной мощностью около 7 м прослеживаются на 9 км по простиранию. Их мощности и качественные характеристики различны. Основной пласт средней мощностью 2–3 м разрабатывается открытым способом до максимальной глубины под наносами 30 м.

Невыветрелые кальциевые монтмориллонитовые глины имеют восковидный облик и зеленовато-голубую окраску, переходящую при окислении в желтоватую. В сухом состоянии они твердые и хрупкие, при смешивании с водой образуют пластичную массу. Высокая емкость катионного обмена и большая адсорбционная способность предопределили использование фуллеровой земли в очистке питьевых и сточных вод, в производстве глазурей, красок, как компонента формовочных смесей и для пеллетизации железных руд; они широко используются как пластификатор в керамических массах.

Как полагают английские геологи, по источнику вещества фуллерова земля имеет вулканическое происхождение, представляя собой аккумуляты вулканического пепла, который впоследствии в субмаринной обстановке превратился в глину. Это дополнительно подтверждается выявлением вулканических центров батского возраста на дне Северного моря.

Латненское месторождение огнеупорных глин

Месторождение находится в 15 км к западу от Воронежа в междуречье Дон–Ведуга–Девица. Еще в конце XIX в. здесь добывались белые керамические глины, использовавшиеся в гончарном производстве и для изготовления стекловаренных горшков. С начала XX в. глины месторождения стали промышленным сырьем для производства огнеупоров.

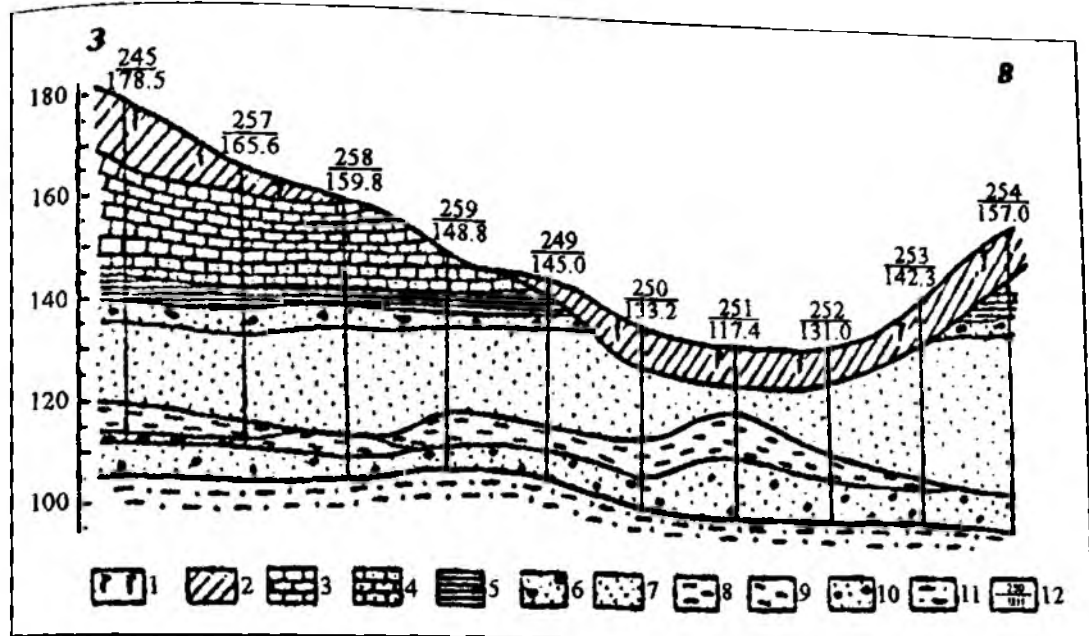


Рис. 89. Геологический разрез участка Хохол-Дон Латненского месторождения огнеупорных глин (по В.П. Михину, Н.А. Музылеву и А.Д. Савко):

1 — почвенно-растительный слой; 2 — моренные отложения (Q); 3 — мел плотный (K_{2t}); 4 — мел песчаный (K_{2s}); 5 — глина плотная (K_{2s}); 6 — песок с желваками фосфоритов (K_{2s}); 7 — песок кварцевый (K_{2at}); 8 — глина огнеупорная; 9 — алевроиты глинистые; 10 — песок с гравием (все K_{1al}); 11 — глина песчаная (K_{1a}); 12 — номер скважины (числитель) и абсолютная отметка ее устья (знаменатель)

Продуктивная глинисто-песчаная толща аптского возраста мощностью от нескольких метров до 40 м, залегающая на неокеновых и девонских отложениях, перекрывается меловыми и четвертичными образованиями мощностью от 0 до 120 м. В ее разрезе (рис. 89) снизу вверх выделяются песчано-гравийный (“подглиняный”), глинистый (средний) и песчаный (“надглиняный”) горизонты.

Средний горизонт, залегающий с небольшим наклоном на юг, сложен каолиновыми глинами и фациально замещающими их глинистыми песками. Глины образуют вытянутые плоские линзы средней мощностью 3–4 м (варьирующей от 0,5 до 16,5 м) и шириной от сотен метров до первых километров. В зависимости от содержания органики их окраска меняется от светло-серой до черной. Если количество последней превышает 50%, глина переходит в глинистый лигнит. Довольно часто в углефицированных разностях встречаются конкреции дисульфидов железа — пирита и марказита.

В пласте глин отмечаются прослои песков, алевроитов, иногда гравия; отмечается приуроченность тонкодисперсных глин к верхней, а песчанистых — к нижней его частям. В кровле пласта нередко углистые разновидности глин, что характерно для регрессивной серии озерно-болотного осадконакопления (превращение

озера в болото сопровождается уменьшением размера осадочных частиц и возрастанием доли растительной органики).

Глины сложены господствующим каолинитом; в подчиненных количествах в них присутствуют монтмориллонит, гидрослюда, смешанослойные образования типа гидрослюда+монтмориллонит, а также кварц, сульфиды, гиббсит, гидроксиды железа, углещи-цированные растительные и древесные остатки. Количество гибб-сита и гидроксидов железа невелико, тогда как кварца и угли-стого вещества — варьирует в широком диапазоне. при этом глины могут переходить в глинистые пески и лигниты.

Химический состав глин крайне изменчив (табл. 33). По со-держанию кремнезема, глинозема и оксидов железа среди них выделяют основные, полукислые и кислые сорта. Полукислые и кислые сорта обогащены кремнеземом: количество кварца в них достигает 45%, а в основных его почти нет (1–2%). Наиболее вы-сококачественные глины содержат 39–43% глинозема (в них уста-навливается гиббсит). Повышенные содержания оксида ти-тана находятся в прямой корреляции с глиноземом. Наиболее высокие содержания железа отмечаются в углистых глинах за счет пирита и марказита.

Выделяется несколько технологических сортов глин, различа-ющихся как минеральным и связанным с ним химическим соста-вом, так и различными свойствами. Выделяют спекаемые (при обжиге образуют черепок белого или светло-кремового цвета с водопоглощением менее 10%) и неспекаемые, характеризующие-ся пористым черепком. По пластичности различают низко- и сред-непластичные; их степень дисперсности увеличивается от полу-кислых до основных сортов, где содержание глинистых частиц (менее 0,005 мм) достигает 76,8%.

Высокие сорта латненских глин (ЛТ0 и ЛТ1) пригодны для использования в фарфорофаянсовой и огнеупорной промышлен-

Таблица 33

Химический состав огнеупорных глин Латненского месторождения

(по В.П. Михину, Н.А. Музылеву и А.Д. Савко)

Сорт глины	Содержание в %									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	п.п.п.
ЛТ0	46,2	40,2	1,8	1,16	0,36	0,14	0,15	0,30	0,29	13,4
ЛТ1	45–48	37–39	1,8	1,20	0,2–0,4	0,2–0,35	0,1–0,2	0,32	до 0,3	до 18
ЛТ2	48–50	33–37	до 2,0	до 2,0	0,2–0,4	0,2–0,4	0,18	0,42	0,3	до 20
ЛТ3	50–55	28–33	до 2,0	2,5	0,2–0,4	0,2–0,4	0,1–0,2	до 0,35	до 0,3	до 20

ности для производства шамотных изделий класса А. Глины более низких сортов (ЛТ2, ЛТ3) можно применять в фарфорофаянсовой промышленности и для производства шамотных изделий класса В. Полукислые сорта глин могут использоваться при изготовлении керамической плитки, светложущего кирпича, черепицы, кислотоупорных керамических труб. Углистые глины пригодны для производства огнеупорных изделий низших сортов, а также для производства высококачественного цемента.

Отработка месторождения ведется открытым (карьерным) способом. Оставшиеся разведанные запасы каолиновых глин составляют более 50 млн т, что позволяет Воронежскому рудоуправлению при ежегодной добыче порядка 400 тыс. т устойчиво работать длительное время. Как справедливо полагают В.П. Михин, Н.А. Музылев и А.Д. Савко, наряду с широким использованием латненских глин, обусловленным их минеральным и химическим составами, рентабельность горно-добычных работ на месторождении может быть повышена за счет использования вскрышных пород (бетонные, строительные, стекольные пески, мел, фосфориты, глауконит).

Месторождения керамических пегматитов Финляндии

Полевой шпат как один из главнейших промышленных видов неметаллического минерального сырья Финляндии добывается из пегматитовых жил, широко развитых на о-ве Кемие западнее г. Хельсинки и южнее г. Сейняйоки.

Геологически центральная часть о-ва Кемие входит в состав сланцевой зоны Юго-Западной Финляндии, образованной древнейшими супракрустальными кварц-полевошпатовыми сланцами или лептитам, прорванными телами габбро, диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Наиболее поздними интрузивными образованиями являются микроклиновые граниты и связанные с ними многочисленные пегматитовые жилы, характеризующиеся сложной, часто ветвящейся морфологией.

Всего здесь выявлено около 300 таких жил, сложенных как простыми, так и сложными (дифференцированными) пегматитами. К числу промышленных залежей относятся пегматитовые жилы Брокярр, Бритасхаген и Варгбергет. Длина первой 200 м, ширина 15–85 м при вертикальном падении. Она осложнена ответвлениями мощностью до 10–20 м. В проекции на вертикальную плоскость выявляется грибообразная форма залежи. С вмещающими габбро пегматиты имеют резкие контакты. В южной части залежь постепенно переходит в пегматитовые граниты. Внутреннее строение

залежи определяется наличием грубозернистого микроклинового ядра с рассеянными кристаллами кварца, находящегося в окружении аплитовой оболочки с признаками натриевого метасоматоза. Помимо микроклина и кварца в числе главных минералов пегматита — мусковит и гранат. Берилл, гадолиннит, триплит, колумбит и топаз относятся к числу редких минералов и промышленного значения не имеют.

Месторождения разрабатываются небольшими карьерами иногда селективным способом. На фабрике из раздробленной пегматитовой массы флотационным способом получают отдельно полевошпат и кварц. В середине 70-х годов XX в. их ежегодная продукция составляла около 65 тыс. т и до 30 тыс. т при общей массе перерабатываемого сырья (пегматиты) около 165 тыс. т. Полевошпатовая продукция Кемие представлена грубыми и тонкими сортами, необходимыми для производства различной керамики, эмалей и стекол, включая санитарный фарфор, посуду, стенной кафель, стеклянную тару, радиолампы и телевизионные трубки.

Другое пегматитовое поле близ г. Сейняйоки также находится в полосе развития супракрустальных пород — свекокарельских слюдистых сланцев и гнейсов. Их прорывают доорогенные тела горнблендитов, габбро и диоритов и более поздние синорогенные тела кварцевых диоритов и гранодиоритов. Пегматитовые тела находятся среди кварцевых диоритов и гранодиоритов, а также близ их контактов среди слюдистых сланцев и гнейсов. Морфологически это жилы, линзы, факолиты, ориентированные параллельно сланцеватости.

Состав гранитных пегматитов несколько меняющийся. Они сложены полевыми шпатами, кварцем и слюдами, местами черным турмалином (шерл). Среди полевых шпатов преобладают калиевые, но постоянно присутствуют и плагиоклазы (олигоклаз-альбит). В примесных количествах постоянно отмечаются апатит и гранат; иногда устанавливаются селеносодержащие берилл и колумбит. В отдельных пегматитовых телах присутствуют литиевые минералы и касситерит.

Наиболее известная в рудном поле пегматитовая жила Хапалуома залегает в гранодиоритах, имея с ними резкие контакты. Она вытянута в широтном направлении на расстояние 480 м, падает на север под углом 60°, ширина ее выхода 20–35 м, глубина прослежена до 28 м. От контакта к центру жилы выделяются следующие зоны: тонкозернистого аплита (2–3 см), микроклин-пертита с кварцем и шерлом (5–10 см), гигантских кристаллов (метровых размеров) микроклин-пертита с небольшим количеством кварца и шерла, кварцевого ядра, состоящего из нескольких линз дли-

ной от 1 до 15 м и включающего единичные кристаллы берилла и полевого шпата. Считается, что эта зона — результат фракционной кристаллизации остаточного пегматитового расплава. Вторичные гидротермальные растворы накладываются на пегматиты с отложением прожилков, богатых альбитом.

Добытый в карьере пегматит подвергают дроблению, фракция менее 8 мм поступает в отвалы, крупная фракция очищается от темноцветных минералов (турмалина и биотита). Конечный продукт состоит на 60–70% из полевого шпата (преимущественно микроклина) и используется в керамической промышленности.

Месторождения сынныритов Сибири

Сынныриты представляют собой новый вид ультракалийевого алюмосиликатного сырья для керамической и цементной промышленности, для получения бесхлорных калийных удобрений, глинозема и поташа. Собственно сыннырит — это уникальная фельдшпатоидная плутоническая порода калиевого ряда, сложенная многочисленными (до 90%) округлыми выделениями псевдолейцита (псевдоморфоза по лейциту, состоящая из взаимопрорастаний ортоклаза около 70% и нефелина около 30%), погруженными в основную массу мелких зерен нефелина и калиевого полевого шпата (микроклина или санидина) с примесью кальсилита, биотита, пироксена (эгирина-диопсида), альбита, сфена, апатита, граната, титаномагнетита, магнетита и ильменита. Среди вторичных минералов в породе отмечены цеолиты, анальцим, содалит, альбит и гидрослюда.

Порода тесно связана с другими разновидностями лейцитовых и псевдолейцитовых интрузивных образований. Они характеризуются исключительно высоким содержанием оксида калия (17–21%) и значительными концентрациями глинозема (до 28%). К настоящему времени промышленные скопления сынныритов и близких к ним ультракалийевых пород выявлены в двух щелочных массивах Сибири — Сыннырском и Сакунском, являющихся, таким образом, месторождениями этого нового вида минерального сырья.

Сыннырский массив находится в Бурятии в междуречье Левого Мамы и Большой Чуи к северу от трассы БАМа. Он характеризуется изометричной в плане формой и концентрически зональным строением; площадь массива около 600 км² (рис. 90). Возраст его предполагается девонским. Вмещающими массив породы на западе и севере являются верхнепротерозойские основные метаэффузивы, метаморфизованные песчаники, кварциты, углисто-глинистые сланцы и известняки, на востоке и юге — нижнекембрийские известняки, доломиты, конгломераты, гравелиты, песчаники,

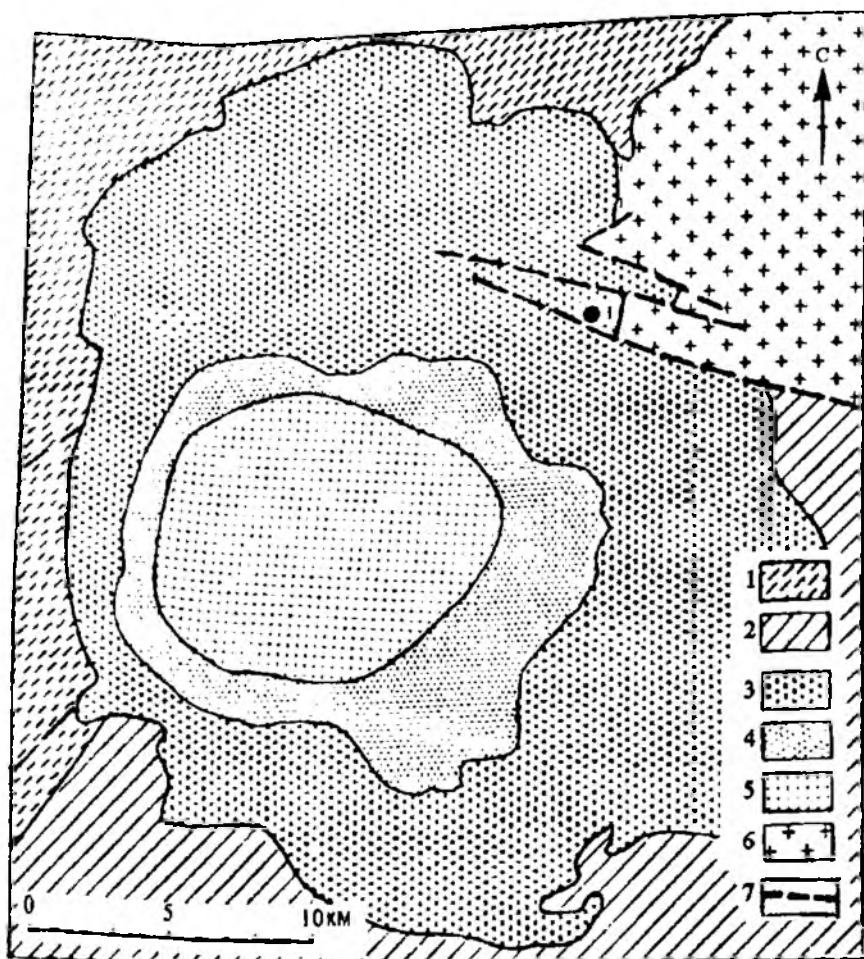


Рис. 90. Схематизированный геологический план Сынныйского массива
(по Н.И. Ивановой):

1 — верхнепротерозойские отложения (олокитская и сыннырская свиты); 2 — нижнекембрийские отложения (холоднинская свита); породы сыннырского комплекса: 3 — псевдолейциты и нефелиновые сиениты, 4 — псевдолейциты-сиениты и псевдолейциты, 5 — пуласкиты и гедрумнты (пуласкитовые порфиры); 6 — граниты, граносиениты и сиенитовые порфиры; 7 — разломы

глинисто-углистые сланцы. Экзоконтактовые изменения: ороговикование, мраморизация, фенитизация и скарнирование.

Центральная часть массива представлена штокообразным телом щелочных сиенитов — пуласкитов и гедрумнтов; далее следует зона псевдолейцитовых пород — гнейсовидных псевдолейцититов и лейцититов (сынныритов), псевдолейцитовых сиенитов; внешние зоны сложены нефелиновыми сиенитами и их сильнощелочной разновидностью — итсиндритами. Кроме того, в массиве зафиксированы отдельные тела щелочных габброидов (шонкинитов), фергуситов, трахитоидных метасоматических сиенитов и др.

Промышленно значимые тела псевдолейцититов (сынныритов), выделенные в зоне развития псевдолейцитовых пород в юго-западной части массива, имеют длину 1–5 км и мощность 100–400 м.

Сакунский массив расположен на севере Читинской области в водораздельной части Удоканского хребта, в 25 км юго-западнее ближайшей железнодорожной станции Хани БАМа. Сакунский массив подобно Сыннырскому также имеет изометричную в плане, слегка вытянутую в северо-западном направлении форму и зональное строение, обусловленное многофазовым внедрением щелочной магмы и постмагматическим метаморфизмом. Его площадь выхода значительно меньше — около 50 км². Вмещающие породы — метаморфизованные песчаники, алевролиты, сланцы, кварциты, гнейсы и гранитоиды архея и нижнего протерозоя.

Большая часть массива сложена щелочными и кварцевыми сиенитами, граносиенитами, нефелиновыми сиенитами. Калиевые и ультракалиевые породы слагают в южной и восточной периферических частях массива линзовидно-дугообразные крутопадающие (к центру) залежи длиной соответственно 10 и 1,3 км при максимальной ширине до 2 км. В составе этих залежей породы дифференцированы на две серии: лейкократовую (сынныриты, бороланиты, фергуситы, итсиндриты и нефелин-псевдолейцитовые сиениты) с цветным индексом менее 10 и мезократовую (святоноситы, пуласкиты, нефелиновые сиениты, лузитаниты, биотит-пироксеновые метасоматиты, шонкиниты, миссуриты и биотитовые пироксениты) с цветным индексом от 10 до 100.

Промышленный интерес представляют породы лейкократовой серии, главным образом находящиеся в составе южной залежи. В результате проведенных поисково-оценочных работ установлено, что при бортовом содержании K_2O 14% в промышленный контур входит вся лейкократовая серия пород; в этом случае рудное тело имеет в плане серповидную форму, вытянутую на 4 км при максимальной мощности 900 м. Прогнозные ресурсы сырья, доступные для открытой разработки, оцениваются в 2,6 млрд т. При более высоком бортовом содержании K_2O (17%) рудное тело приобретает форму изогнутой линзы длиной 2,3 км, мощностью 250–350 м. Прогнозные ресурсы в этом варианте составляют 767 млн т.

Разработанные технологии позволяют осуществлять безотходную переработку сынныритов с получением глинозема, бесхлорных калийных и фосфорно-калийных удобрений, цемента, полевошпатового концентрата для фарфорофаянсовой, электротехнической и абразивной отраслей промышленности, кальсилитового концентрата как естественного, экологичного калийного удобрения пролонгированного типа и целого ряда других продуктов.

В табл. 34 приведена сравнительная характеристика Сыннырского и Сакурского месторождений керамического и калиево-алюминиевого сырья, находящихся в зоне освоения БАМа.

**Сравнительная характеристика Сакунского и Сыннырского месторождений
керамического и калиево-алюминиевого сырья**

(по В.К. Голеву, Б.И. Гонгальскому, М.Н. Дэви и др.)

Показатели	Сакунское (проба 4 т)	Сыннырское (проба 5 т)
Расстояние до БАМа, км	8–15	70 (с тоннелем)
Площадь массива, км ²	~50	600
Глубина залегания, км	0,1–2,0	0,8–4,0
Прогнозные запасы, млрд т	2,6	40,0
Содержание, мас. %		
SiO ₂	55,2	53–55
Al ₂ O ₃	21,75	22–23
K ₂ O	19,00	18–20
Fe ₂ O ₃	0,82	0,8–1,5
MnO	0,23	0,35
CaO	0,26	1,40
MgO	0,23	0,2–0,5
Na ₂ O	0,84	0,4–1,2
P ₂ O ₅	0,05	0,03–0,09
Прогнозное извлечение, %		
по глинозему	85,9	85,9
по щелочам	88,2	88,2

Гусевское месторождение фарфорового камня

Месторождение находится в Приморском крае северо-западнее Владивостока. Основным элементом его геологического строения (рис. 91) является субвулканическое тело дацитовых порфиров штокообразной формы, локализованное в ядре брахиантиклинальной складки с углами падения крыльев 40–60°. На поверхности это тело вытянуто на 2–2,3 км в северо-западном направлении при ширине до 1 км.

Брахиантиклинальная складка сложена песчаниками, алевролитами, углями и углистыми породами монгусайской свиты верхнего триаса. Контакт дацитовых порфиров (выполняющих субвулканическое тело верхнемелового возраста) с этими породами эруптивный. Породы брахиантиклинали и локализованного в ее ядре штока разбиты разрывными нарушениями типа сбросов и сбрососдвигов преимущественно северо-восточного направления.

Мезозойские образования месторождения перекрыты плиоценовыми базальтами, андезитобазальтами и их туфами и песчано-

пепловыми с галькой отложениями усть-сейфунской свиты верхнего миоцена.

Дацитовые порфиры под действием поствулканических гидротермальных растворов претерпели изменения, особенно интенсивные в юго-восточной части штока, результатом которых явилось образование вертикальной зональности (снизу вверх): пропилиты — пропилитизированные дацитовые порфиры — серицитовые, каолинит-серицитовые, серицит-каолинитовые и каолинитовые вторичные кварциты.

Пропилиты и пропилитизированные дацитовые порфиры сложены кварцем (20–40%), реликтовой стекловатой массой и микролитами альбитизированного и серицитизированного плагиоклаза; количество серицита и гидрослюда составляет около 40%. Местами

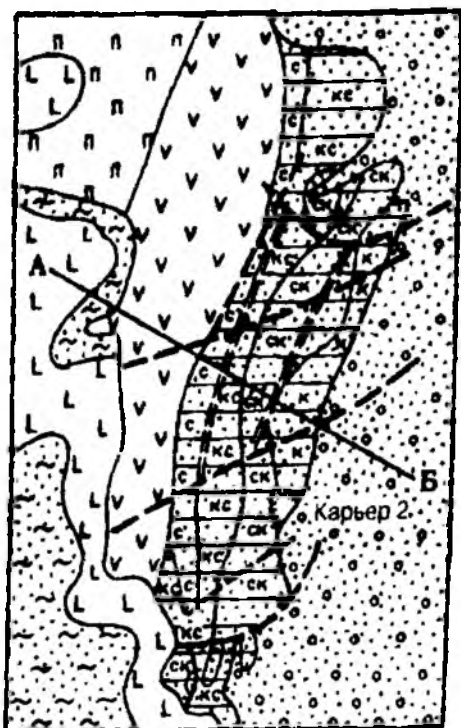
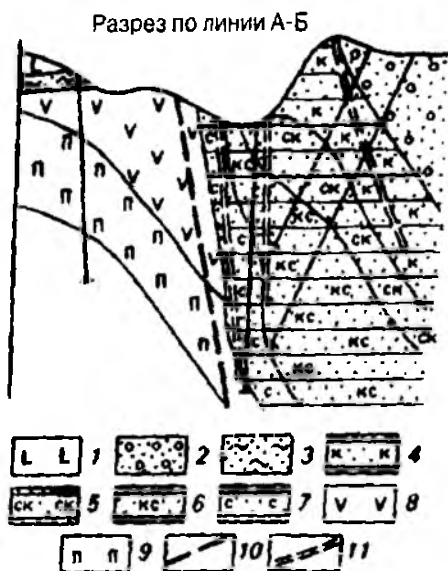


Рис. 91. Геологический план и разрез Гусевского месторождения фарфорового камня (по В.С. Коренбауму, В.И. Финько, В.А. Тащилкину):

1 — плиоценовые базальты и их туфы; 2 — миоценовые песчано-пепловые отложения с галькой (усть-сейфунская свита); 3 — верхнетриасовые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и углистыми породами (монгулайская свита); 4 — фациальные зоны гидротермально измененных дацитов: 4 — каолинитовая, 5 — серицит-каолинитовая, 6 — каолинит-серицитовая, 7 — серицитовая; 8 — пропилитизированные дацитовые порфиры; 9 — пропилиты; 10 — разрывные нарушения; 11 — зоны повышенной трещиноватости



появляется сидерит, достигающий 13–15% в породе. Из других минералов отмечаются рутил (до 1%), единичные зерна андалузита, хлорита и сульфидов.

При низком содержании железа (до 0,5% в пересчете на Fe_2O_3) эти породы рассматриваются как низкокачественный фарфоровый камень, пригодный для получения санитарно-технического фаянса

и именуемый щелочной разновидностью гусевского камня ($K_2O + Na_2O = 5,3\%$; $K_2O/Na_2O = 0,6$) (табл. 35).

Среди типичных вторичных кварцитов, составляющих главную промышленную ценность месторождения, выделяются каолинитовая, серицит-каолинитовая, каолинит-серицитовая и серицитовая разновидности. На поверхности ширина выхода вторичных кварцитов составляет 100–120 м.

Каолинитовые (диккитовые) вторичные кварциты ($K_2O + Na_2O = 0,24\%$; $K_2O/Na_2O = 3,8$) фиксируются вдоль восточного контакта штока в виде полосы длиной 450 и шириной 30–80 м. Это черные и темно-серые породы, состоящие из кварца (50%), диккита (30–40%), углистого и пелитово-глинистого вещества (15–20%), подчиненных серицита и гидрослюда (2–3%), незначительного количества пирита, марказита, пирротина, арсенопирита. Диккит

Таблица 35

Химический состав фарфорового камня Гусевского месторождения (мас. %)

Компоненты	Щелочная разновидность ¹ гусевского камня (пропилиты и пропилитизированные дацитовые порфириты)	Разновидности гусевского камня нормальной щелочности ² и “бесщелочных”			
		каолини- то- вые ³	серицит- каолини- товые	каолинит- серицито- вые	серицит- товые
SiO ₂	74,66	76,80	75,61	75,50	74,72
Al ₂ O ₃	16,01	15,67	16,27	16,03	16,04
TiO ₂	0,18	0,19	0,18	0,18	0,17
Fe ₂ O ₃	0,40	0,32	0,40	0,36	0,28
FeO		сл.	сл.	сл.	сл.
MnO		сл.	сл.	сл.	сл.
CaO	0,32	0,18	0,14	0,18	0,19
MgO	0,21		0,13	0,17	
K ₂ O	2,0	0,19	0,90	1,86	2,84
Na ₂ O	3,30	0,05	0,016	0,11	0,19
п.п.п.		5,14	5,08		4,34
H ₂ O		0,57	0,52	0,48	0,44
SO ₃		0,05	0,14	0,08	0,02
K ₂ O+Na ₂ O	5,30	0,24	0,916	1,97	3,03
K ₂ O/Na ₂ O	0,6	3,8	56,2	15,1	14,9

¹ сумма щелочей 2,5–5,0%; ² сумма щелочей 0,5–2,5%; ³ “бесщелочная” разновидность, сумма щелочей ниже 0,5%.

замещает микролиты плагиоклаза, а также вместе с кварцем образует тонкозернистую основную массу породы.

Серицит-каолинитовые (гидрослюдисто-диккитовые) вторичные кварциты ($K_2O + Na_2O = 0,916\%$; $K_2O/Na_2O = 56,2$) образуют следующую, значительно более протяженную полосу шириной до 40 м, на большей части отделенную от восточного контакта штока полосой каолинитовых вторичных кварцитов. Окраска серицит-каолинитовых вторичных кварцитов варьирует от белой до серой и даже черной. Их минеральный состав: кварц (40–60%), серицит и гидрослюда (12–40%), диккит (10–30%), пелитоморфное глинистое и углистое вещество (до 10–15%), а также подчиненные сидерит, сульфиды, рутил, единичные зерна андалузита, лейкоксена, циркона.

Далее к западу находится полоса каолинит-серицитовых (каолинит-гидрослюдистых) вторичных кварцитов ($K_2O + Na_2O = 1,97\%$; $K_2O/Na_2O = 15,1$), ограниченных на западе узкой полосой серицитовых (гидрослюдистых) вторичных кварцитов ($K_2O + Na_2O = 3,03\%$; $K_2O/Na_2O = 14,9$). Последние сложены серицитом и кварцем с подчиненным количеством диккита (до 5%). Внешне каолинит-серицитовые и серицитовые вторичные кварциты практически неотличимы от серицит-каолинитовых.

Все вторичные кварциты, охарактеризованные выше, называют гусевским камнем нормальной щелочности. Для него характерны низкие содержания красящих оксидов марганца и закисного железа, значительное преобладание калия над натрием. При обжиге до температуры 1350 °С гусевский камень становится снежно-белым. Это ценное керамическое сырье для получения высококачественного фарфора, а также термостойкого бесцветного стекла. Запасы керамического сырья на месторождении значительны.

Образование месторождения связано с гидротермально-метасоматическими изменениями субвулканических дацитовых порфиритов в условиях малых глубин под воздействием поствулканических гидротермальных растворов, поступавших по разломам северо-восточного направления.

Глава 18

СТЕКОЛЬНОЕ СЫРЬЕ (КВАРЦЕВЫЕ ПЕСКИ, ПЕСЧАНИКИ И КВАРЦИТЫ)

Стекло — это материал, получаемый при остывании неметаллического расплава в виде аморфного, изотропного, хрупкого, в различной степени прозрачного твердого продукта. В отличие от

кристаллических тел стекло при нагревании не плавится, а постепенно размягчается, переходя в высоковязкое тягучее, а затем и в жидкое состояние. Этот процесс обратим при охлаждении жидкой массы. При определенных температурных условиях стекло обнаруживает склонность к кристаллизации. Среди различных видов неорганического стекла господствующим является стекло, полученное на основе кремнезема (так называемое силикатное стекло). Стекло, содержащее только кремнезем и не более 1% различных примесей, называется кварцевым.

В соответствии с назначением стекольная промышленность выпускает разнообразную по ассортименту продукцию: листовое стекло, стеклотару, бытовое стекло (посуду), стекла специального назначения (оптическое, электровакуумное, химико-лабораторное, жаростойкое и др.), стекловолокно и т.д. В табл. 36 приведен химический состав некоторых промышленных стекол.

В последние годы вырос спрос на кварцевое стекло для получения волоконно-оптического кабеля. Как потенциальный материал перспективных систем хранения информации, кварцевое волокно превосходно: в его 1 г помещается 50 Гб информации.

Современная технология получения стекла включает ряд последовательных операций: подготовку необходимых сырьевых компонентов, их смешивание в определенных соотношениях в однородную шихту в соответствии с требуемым химическим составом, варку шихты в стекловаренных печах для получения однородной жидкой стекломассы, доведение этой стекломассы до оптимальной для формования изделий температуры и вязкости, формование изделий, постепенное охлаждение (отжиг) полученных изделий для ликвидации внутренних напряжений, обработку (термическую, химическую, механическую) отформованных изделий.

Сырьевые материалы, используемые в производстве стекла, подразделяют на главные и вспомогательные. К главному сырью относятся кремнезем (обычно в виде кварцевого песка или молотого кварца), борный ангидрит (в виде буры или борной кислоты), фосфорный ангидрит, оксид алюминия (в виде глины, каолина, полевошпатовых пород или чистого глинозема), оксиды щелочных металлов (в виде поташа, соды или безводного сульфата натрия, Li-содержащих минералов) и др.

К вспомогательным сырьевым материалам относят всевозможные осветлители (сульфаты натрия и алюминия, хлористый натрий и другие, способствующие удалению пузырей), обесцвечиватели (для окисления соединений железа), красители (оксиды различных металлов), глушители (различные фтористые соединения, рассеивающие свет, для получения белых малопрозрачных стекол) и восстановители (углеродистые вещества).

Примерный химический состав некоторых промышленных стекол (мас. %)

Компоненты	Виды стекол							
	оконное	посудное	бутылочное	хрусталь	химико-лабораторное	термостойкое "пайрекс"	электровакуумное	стекловолоконное
SiO ₂	70-72	70-74	74-75	55-57	68-69	80-81	72-73	54-55
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	1-2	0-2	1-2	—	3-4	1-2	1-2	14-15
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	11-12	—	9-10
CaO	7-8	5-10	5-6	—	7-8	0-1	5-6	15-16
MgO	3-4	0-4	3-4	—	3-4	—	3-4	4-5
BaO	—	—	—	—	3-4	—	—	—
PbO	—	—	—	30-35	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	0-1
Na ₂ O	14-15	15-17	15-16	—	10-11	3-4	16-17	—
K ₂ O	1-2	—	—	10-13	2-3	1-2	0-1	—

Для варки высококачественных бесцветных стекол кварцевый песок очищают физическими или химическими методами, причем размер его зерен должен находиться в пределах 0,1-0,5 мм.

Стекловарение ведется при температурах 1400-1600 °С; в нем выделяется три стадии: провар, или собственно варка, когда происходят химическое взаимодействие между компонентами шихты и образование вязкой массы; очистка, или осветление, — удаление пузырьков и растворение остаточных кварцевых зерен; студка — охлаждение стекломассы до оптимальной температуры для получения из нее изделий.

Изготовление стеклянных изделий из стекломассы производится специальными стеклоформовочными машинами методом прессования, пресовывдувания, выдувания, вытягивания, прокатки, отливки и моллирования.

Помимо обычных силикатных стекол продукцией стекольной промышленности являются растворимое стекло и ситаллы. Растворимое, или жидкое, стекло (применяется преимущественно в виде водных растворов) представляет собой расплав чистых силикатов натрия или калия или их смеси. Его состав выражается формулой $R_2O \cdot x m SiO_2$ (где R_2O — Na_2O или K_2O). Благодаря отсутствию оксидов кальция и магния это стекло растворимо в воде. Его также получают в стекловаренных печах в виде силикоглыбы или силиката-гранулята. Заданная растворимость жидкого стекла определяется кремнеземным модулем SiO_2 (2–4,5), подбираемым шихтовкой кварцевого песка содой или сульфатом натрия, или углем. Растворимое стекло применяют в электроизоляционной и лакокрасочной промышленности, для упрочнения грунтов, при изготовлении огнеупорных цементов, при флотации руд и т.д.

Ситаллы — это микрокристаллические материалы, получаемые путем принудительной кристаллизации стекла. Микрокристаллическая структура предопределяет их высокую механическую и термическую прочность. Получены ситаллы, обладающие кратковременной жаростойкостью до $3000^\circ C$, выдерживающие резкую смену температур от 1000 до $0^\circ C$, обладающие свойствами чугуна и высоколегированных сталей. Освоена технология разлива расплавленного стекла в различные формы или его прокатки с последующей или одновременной ситаллизацией, что позволяет изготавливать различные конструкционные материалы, обладающие ценными свойствами.

Как уже отмечалось, основной компонент стекольной шихты (кремнезем) поступает в производство в виде кварцевого песка или молотого кварца, причем последний получают главным образом за счет измельчения кварцевых песчаников и кварцитов.

Главное требование стекольной промышленности к этому сырью — его чистота, определяемая содержанием SiO_2 , а также вредных примесей TiO_2 , Fe_2O_3 и других хромофоров; второе требование — гранулометрический состав (наиболее оптимальный размер зерен $0,1$ – $0,5$ мм). При оценке соответствующих месторождений решается вопрос об обогатимости сырья, т.е. удалении или снижении содержания в нем вредных примесей.

Самое чистое кварцевое сырье, используемое для получения кварцевых и оптических стекол и представленное жильным и гранулированным кварцем, рассмотрено в гл. 13.1.

Мономинеральные кварцевые пески редки. Их промышленные концентрации образуются преимущественно в платформенных условиях в прибрежных частях эпиконтинентальных морей при поступлении с суши терригенного кварцевого материала из размывавшихся каолинитовых кор выветривания.

В ряде случаев в процессе катагенеза кварцевые пески могут цементироваться и перерождаться в песчаники. Иногда цементация частиц кварцевых песков и переход их в песчаники являются результатом метаморфизма. Наконец, среди древних докембрийских толщ достаточно обычными являются кварциты, нередко ассоциирующие с мраморами, гнейсами, кристаллическими и другими сланцами и понимаемые как продукт метаморфического преобразования (перекристаллизации) песчаников существенно кварцевого состава.

Главнейшие геолого-промышленные типы месторождений стекольного сырья приведены ниже.

1. Субгоризонтальные пласты и линзы кварцевых песков высокой степени сортировки, выдержанного химического и гранулометрического состава мощностью метры–десятки метров, значительного площадного распространения в разрезах морских терригенно-осадочных платформенных толщ мезокайнозойского, реже палеозойского возраста (Люберецкое и Егановское месторождения в Московской области, Новоселковское и Авдеевское на Украине и др.).

2. Пласты и линзы кварцевых песчаников, иногда кварцитовидных мощностью метры–сотни метров, значительной протяженности в субгоризонтальных и дислоцированных терригенно-осадочных, часто метаморфизованных толщах различного возраста (Черемшанское месторождение в Бурятии, многочисленные месторождения нижнедевонских кварцевых песчаников Орискани в складчатом поясе Центральных Аппалачей, США).

3. Пласты и линзы светлых кварцитов мощностью метры–сотни метров, значительной протяженности, залегающие в составе дислоцированных древних высокометаморфизованных алюмосиликатных и карбонатных метаосадочных пород (месторождения Нильсия в Финляндии, Бар Ривер в Канаде и др.).

Егановское месторождение кварцевых песков

Месторождение находится в Московской области к западу от ст. Раменское. Продуктивная толща кварцевых песков относится к верхневолжскому ярусу верхней юры, ее средняя мощность свыше 10 м. Она подстилается верхневолжскими глауконит-кварцевыми песками и нижележащими оксфордско-келловейскими глинами. Иногда пласт глауконит-кварцевых песков выклинивается и продуктивные кварцевые пески залегают непосредственно на оксфордско-келловейских глинах.

Продуктивная толща кварцевых песков повсеместно перекрыта аллювиальными суглинками, моренными песчано-глинистыми

образованиями и участками с разнотернистыми песчаниками. Средняя мощность перекрывающих пород вскрыши 6,7 м.

В разрезах продуктивной толщи выделяются три горизонта: верхний и нижний сложены желтыми песками, а разделяющий их средний — светло-серыми и серыми песками с подчиненными линзами желтых песков и иногда белых кварцитовидных песчанников. Верхний и средний горизонты развиты не повсеместно, выклиниваясь на отдельных участках; их мощности варьируют в интервалах 0–12,1 и 0–13,6 м. Нижний горизонт присутствует постоянно, максимальная мощность достигает 12,3 м. Пески преимущественно мелко- и среднетернистые.

Наибольшую промышленную ценность представляют пески среднего горизонта (табл. 37); содержание зерен кварца в них составляет 99,5–99,84%. Из других минералов отмечаются ильменит (0,16–0,50%), единичные зерна полевого шпата, ставролита и дистена. По гранулометрическому составу пески среднего горизонта практически полностью (около 95%) находятся в диапазоне 0,1–0,5 мм. После гидравлической классификации и оттирки, существенно снижающих содержание Fe_2O_3 , они становятся пригодными в качестве стекольного сырья.

Пески нижнего и верхнего горизонтов помимо кварца содержат также незначительное количество ильменита и рутила, единичные зерна дистена и ставролита, но в отличие от песков сред-

Таблица 37

Химический состав кварцевых песков Егановского месторождения

Компоненты	Горизонт (средняя мощность, м)		
	верхний (1,2)	средний (8,1)	нижний (1,4)
SiO_2	89,58–99,38	94,84–99,54	91,6–99,18
Al_2O_3	0,32–2,19	0,22–1,53	0,34–1,74
Fe_2O_3	0,09–3,04	0,03–0,57	0,09–1,89
TiO_2	0,09–0,12	0,02–0,20	0,0–0,1
Cr_2O_3	сл.–0,02	0,0–0,009	0,0–0,016
MnO		0,0–0,06	
CaO	0,03	0,13–0,78	сл.–0,41
MgO	сл.–0,46		0,05–0,55
Na_2O	сл.–0,08	сл.–0,35	сл.–0,18
K_2O	сл.–0,23		сл.–0,28
SO_3	0,0–0,01	сл.	0,0–0,36
п.п.п.	0,1–1,04		0,08–0,84

него горизонта в них больше гидроксидов железа, а также появляется глауконит (нижний горизонт). Для использования в качестве стекольного сырья пески верхнего горизонта нуждаются в обогащении. Пески нижнего горизонта труднообогатимы, имеют высокую огнеупорность (свыше 1700 °С), газопроницаемость 117–227 см/мин и пригодны в качестве формовочного материала в металлургическом производстве. В 1999 г. ОАО “Раменский ГОК” производил 450 тыс. т обогащенного стекольного кварцевого песка.

Выдержанность верхневолжской песчаной толщи на значительной площади по мощности и составу, хорошая сортировка, мономинеральный кварцевый состав и мелкозернистость — все это свидетельствует об отложении песков Егановского месторождения в условиях морского бассейна.

Черемшанское месторождение кварцевых и кварцитовидных песчаников

Месторождение находится в нижнем течении р. Селенги в Прибайкальском районе Бурятии, среди дислоцированных и метаморфизованных осадочных толщ пород верхнепротерозойского возраста.

Структура месторождения определяется крупной антиклинальной складкой с шарниром, ориентированным в северо-восточном направлении. Центральная часть и крылья этой складки выполнены алевролитами, глинистыми сланцами, кварцевыми и кварцитовидными песчаниками итанцинской свиты, перекрытыми карбонатными породами бурминской свиты селенгинской серии. Юго-западная часть складки срезана интрузивом гранитоидов верхнепротерозойского баргузинского комплекса. Осадочные метаморфизованные образования указанных свит рассечены поясом даек кварцевых порфиров, гранит-порфиров, плагиогранитов и метадиабазов, имеющих господствующее северо-восточное направление.

Кварцевые и кварцитовидные песчаники итанцинской свиты образуют выдержанный пласт, фиксирующийся в приамковом антиклинале, в северо-восточном и юго-восточном ее крыльях с падением на север-северо-восток, северо-восток и юго-восток под углами от 15 до 85°. Крутые в целом залегания пласта в крыльях складки осложнены его волнообразной гофрировкой. Пласт средней мощностью 52 м прослежен на расстояние свыше 10 км.

Образующие пласт песчаники белые, мелкозернистые, плотные, массивные, сложенные зернами кварца на 99% и более. В качестве аксессуарных минералов в них присутствуют единичные

**Химический состав песчаников Черемшанского месторождения
(мас. %)***

Компоненты	Разновидности песчаников		
	1	2	3
SiO ₂	99,25	99,2	99,0
Al ₂ O ₃	0,34	0,43	0,45
Fe ₂ O ₃	0,08—0,3	0,133	0,19—0,20
TiO ₂	0,017	0,024	0,025
CaO	0,025	0,08	0,03
MgO	0,017	0,02	0,02
K ₂ O	0,057	0,083	0,08
Na ₂ O	0,13	0,02	0,08
п.п.п.	0,13		
Диаметр кварцевых зерен, мм	0,1—0,7	0,1—0,3	0,3—0,4

* Спектральным анализом установлены также (мас. %): Cr — 0,0009; Mn — 0,00013; Cu — 0,00007; Pb — 0,00006; Sn — 0,00001.

мелкие выделения серицита, пирита, циркона, рутила, лейкоксена, сфена, эпидота, роговой обманки, гетита, гидрогетита и магнетита. По размерам и морфологии кварцевых зерен, структурно-текстурным особенностям и некоторым отличиям в химическом составе (табл. 38) песчаники разделяются на три главные разновидности.

Песчаники первой разновидности кварцитовидные, очень крепкие, иногда обнаруживают пятнистую текстуру, обусловленную появлением округлых (до 20×50 мм) обособлений более пористых и менее метаморфизованных песчаников. Зерна кварца имеют зубчатые и полигональные очертания, их диаметр в основном от 0,1 до 0,7 мм. Структура псаммитовая, участками гетеробластовая, зубчатая, мозаичная.

Песчаники второй разновидности сахаровидные, крепкие, но иногда слабые, массивные. Зерна кварца, как правило, имеют ровные, реже зазубренные контуры; их диаметр 0,1—0,3 мм. Структура преимущественно мозаичная, текстура массивная.

Песчаники третьей разновидности кварцитовидные, крепкие и очень крепкие. Зерна кварца изометричные, ксеноморфные диаметром 0,3—0,4 мм, слагают зубчато-мозаичные, псаммитовые и гетеробластовые структуры; последние свойственны очень крепким кварцитовидным разновидностям.

На месторождении выделено несколько участков, где преобладает та или иная разновидность песчаников.

В целом кварцевые песчаники месторождения представляют высококачественное сырье, пригодное для производства листового, оптического, увиолевого и других ценных видов технических стекол. Они применяются также для получения металлического кремния, используемого при изготовлении электронных приборов и солнечных батарей. Вредные примеси (в первую очередь оксиды железа и титана) в песчаниках сравнительно легко удаляются при обогащении. С 1992 г. месторождение отрабатывается открытым способом ЗАО "Черемшанский кварцит". Основной продукцией горно-добывающего предприятия является кусковой кварцитовидный песчаник (фракция от 20 до 120 мм), содержащий (%) оксиды кремния 99,2–99,6; железо до 0,14; алюминий до 0,40; кальций до 0,03.

По представлениям одних исследователей, песчаники имеют осадочное происхождение — цементация осуществлялась при диагенезе и катагенезе; другие считают их образование результатом метаморфизма кварцевых песков.

Месторождение кварцитов Нильсия (Финляндия)

Северо-восточнее г. Куопио (Центральная Финляндия) в коммуне Нильсия действуют кварцево-песчаные карьеры и установки для промывки породы. Это месторождение приурочено к полосе кварцитов Кинахми, протягивающихся в меридиональном направлении приблизительно на 35 км, шириной от 0,5 до 4 км. Кварциты входят в состав ятулийской сланцевой толщи, располагаясь вместе с базальными конгломератами в ее основании на досекофеннском фундаменте.

На фоне равнинной местности полоса кварцитов морфологически выделяется в виде выступающего холмистого гребня с отметками 200–300 м над уровнем моря. К западу от этих кварцитов обнажаются досекокарельские отложения фундамента, на контакте с которыми залегают базальные конгломераты, а местами — посторогенные метадолериты.

Кварциты Нильсия представляют собой серовато- или желтовато-белые мягкие серицитовые разновидности, образующие согласные пластовые залежи, соответствующие зонам рассланцевания близ разломов среди твердых розовых или серых кварцитов. Твердые кварциты представляют очень крепкие образования, выполненные на 90% кварцем. Мягкие кварциты сложены округлыми зернами кварца размером 0,1–2,0 мм, составляющими в породе 85–99%, окруженными серицитом, каолинитом, пиррофиллитом и хлоритом. При их промывке образуются чистые кварцевые пески

со следующим химическим составом: 99,0% SiO_2 ; 0,6% Al_2O_3 ; 0,03% Fe_2O_3 ; п.п.п. 0,28%.

Добыча кварцитов осуществляется в карьерах с высотой уступов 12,5 м. Для производства кварцевого песка пригодны лишь мягкие типы кварцитов, встречающиеся во многих местах полосы кварцитов Кинахми. Полученный кварцевый песок разделяется по сортам и используется как сырье для стекловолокна, в литейном деле, в качестве абразивного материала, а также в сталелитейной промышленности для футеровки печей. Твердые кварциты используются как естественный строительный камень и для других целей. Годовая производительность рудника составляет около 100 тыс. т кварцитов с получением из них около 75 тыс. т кварцевого песка.

Считается, что кварциты являются остаточными осадками. Образование мягких кварцитов связывают с разрушением твердых в ходе тектонических движений и последующим выщелачиванием легкорастворимого материала.

Глава 19

ЕСТЕСТВЕННЫЕ СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ (ОСАДОЧНЫЕ, МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ)

К естественным строительным материалам относятся разнообразные осадочные, магматические и метаморфические горные породы, которые в натуральном виде либо после механической обработки используются в строительстве. Выделяют так называемый “рваный” камень (угловатые куски без обработки) и “штучный” камень (подвергшийся распиловке, шлифовке и др.).

У штучного камня тонкой обработке подвергается только одна поверхность, остальные обрабатываются грубо либо вообще не обрабатываются. Необработанный, или “рваный”, камень подразделяемый по крупности обломков на дресву (дробленый песок или крошку), щебень и более крупные куски — бут, используется аналогично обломочным породам — песку и гравиям.

В настоящее время в промышленном производстве России существуют три отрасли, связанные с этим сырьем: предприятия по получению и обработке облицовочных материалов из природного камня, по добыче и производству природных стеновых материалов и предприятия, производящие нерудные строительные материалы массового потребления (щебень, песок, гравий, бутовый

камень, песчано-гравийные смеси). Соответственно этому среди естественных строительных материалов целесообразно выделять обломочные породы, строительные и облицовочные камни.

19.1. Обломочные породы

Классификации обломочных пород по размерам зерен, принятые геологами различных стран и в строительной практике, существенно различаются. Так, согласно наиболее распространенной в России классификации, к пескам относят породы с размерами зерен 0,1–1 мм, к гравию 1–10 мм, гальке 10–100 мм, глыбам 100–10000 мм; дальнейшее подразделение каждой из них — на мелкую, среднюю и крупную разновидности. В других отечественных классификациях к пескам относят фракцию от 0,05 до 2 мм, а к гравию — от 2 до 10 мм. В американской классификации песок определяется как сыпучая горная порода с обломками диаметром 0,063–2 мм, гравий 2–4 мм, галька 4–64 мм.

При оценке, разведке и разработке месторождений обломочных пород как строительного сырья к пескам относят фракцию 0,05–5 мм, к гравию 5–70 мм и к валунам — более 70 мм. Остроугольные неокатанные обломки горных пород, образующиеся либо при их выветривании, либо путем их дробления, с размерами от 3–5 до 70–150 мм в строительном деле относят к щебню или щебенке.

Обломочные породы представлены минеральными зернами или обломками горных пород, а также более тонкой фракцией заполняющего материала: пелитовой и алевроитовой — в песках, пелитовой, алевроитовой, песчаной — в гравии и т.д. По степени сортировки обломков эти породы разделяются на равно- и разнозернистые, а по составу — на мономинеральные, олигомиктовые (обломочный материал представлен двумя–тремя минералами) и полимиктовые, сложенные обломками различных горных пород и минералов.

Наиболее распространенные минералы: кварц, полевые шпаты, слюды и гидрослюды, карбонаты, глауконит, хлорит и многочисленные глинистые минералы; иногда в составе пород отмечается заметное количество магнетита, ильменита, титаномагнетита, а также примеси рутила, ильменита, циркона, граната и других промышленно ценных минералов.

В природе часто встречаются смеси грубо- и мелкообломочных пород, называемые по преобладанию соответствующей фракции песчаными, гравийно-песчаными и валунно-гравийно-песчаными

образованиями. При их разработке производится разделение горной массы на песчаную (пески-отсевы), гравийную и валунную составляющие, причем гравий сортируется на стандартные фракции 5–10, 10–20, 20–40 и 40–70 мм; валуны измельчаются на щебень таких же фракций и дробленый песок или используются как строительный (бутовый или стеновой) камень.

В общем объеме добычи стройматериалов более $\frac{3}{4}$ приходится на пески, гравий и песчано-гравийные смеси. В начале 80-х годов XX в. их добыча в бывшем Советском Союзе превышала 700 млн м³ в год. Добыча ведется открытым способом с помощью экскаваторов и средств гидромеханизации. Получают развитие морская добыча и скважинная гидродобыча.

Большая часть переработанных обломочных пород (классифицированные по крупности пески, гравий и щебень, а также песчано-гравийная смесь) с объемной массой более 1,8 г/см³ используется главным образом как заполнители бетонов и как балласт в дорожном строительстве.

Бетон является искусственным монолитным материалом, полученным в результате затвердевания смеси вяжущего вещества — цемента с водой, песком (мелким заполнителем), щебнем или гравием (крупным заполнителем), взятыми в определенных соотношениях. В строительстве наиболее широко применяется обычный тяжелый бетон плотностью 2100–2500 кг/м³. Крупный заполнитель (щебень, гравий), образуя жесткий каркас бетона, увеличивает его прочность, уменьшает ползучесть и усадку, повышает его долговечность и сокращает расход цемента. Мелкий заполнитель определяет вязкость и другие реологические свойства бетонной смеси, изменяет ее водопотребность.

Качество заполнителей бетона определяется в основном составом и формой зерен. Оптимальными являются пески с преобладанием кварцевых зерен и гравий, состоящий из обломков кварца, изверженных и прочных осадочных пород. Желательно, чтобы зерна имели угловатую изометричную форму. Прочность бетона снижают аморфные модификации кремнезема, сульфиды, сульфаты, органические соединения и чешуйчатые минералы; поэтому их присутствие среди заполнителей недопустимо.

Особенность использования обломочных материалов при сооружении автомобильных дорог состоит в разнообразии требований к их качеству, обусловленных категорией дорог (5 категорий) и связанной с ней конструкцией дорожной одежды. Прочность щебня (гравия) и его морозостойкость должны соответствовать требованиям, предъявляемым к прочности и долговечности дорожной одежды. Необходимо выдерживать зерновой

состав щебня (гравия) и песка, обеспечивающий необходимую плотность покрытий и фильтрационные свойства. Для оценки щебня, применяемого в асфальтобетонных смесях, важно его сцепление с битумом. Учитывая громадное количество этого сырья, требуемое при дорожном строительстве, оно должно относиться к местным материалам.

При строительстве железных дорог обломочные материалы используются для создания балластного слоя; применяется песчано-гравийная смесь либо смесь гравия со щебнем, полученным при дроблении гравия, валунов и скальных пород. В этом случае существенны прочностные свойства пород, морозостойкость, истираемость и гранулометрический состав, обеспечивающий необходимую фильтрацию балластного слоя. Мелко- и тонкозернистые пески для балласта непригодны. Предпочтение отдается пескам и гравиям с угловатой формой и шероховатой поверхностью зерен.

Помимо строительства пески находят применение и в других областях: при производстве силикатного кирпича, как формовочный материал в металлургии, как абразивный материал, как фильтровальный материал при очистке воды, в стекольном, керамическом, цементном производстве и в других областях. Каждая из них предъявляет свои специфические требования к качеству сырья. Так, для формовочных песков важны высокая газопроницаемость и огнеупорность; поэтому в них ограничена массовая доля глинистой фракции (до 1%), содержание кремнезема должно быть не менее 97–98,4% (т.е. это мономинеральные кварцевые пески), содержание щелочей 0,4–1%; для них существенны также степень окатанности песчинок и их гранулометрический состав. Фильтровальные пески должны быть мелко- и равномернозернистыми с полным отсутствием глинистых частиц и органических примесей.

Генетически залежи песков, гравийно-песчаных и валунно-гравийно-песчаных смесей, используемых в строительстве, достаточно разнообразны. Это всевозможные аллювиальные, ледниковые, морские, озерные, реже элювиальные, делювиальные, пролювиальные и золовые (пески), обычно четвертичные образования.

Аллювиальные месторождения, образование которых связано с горными реками, характеризуются преобладанием обломков крупных размеров. Гранулометрический и петрографический состав пород в месторождениях равнинных рек более однородный. Месторождениям этого типа свойственны пластообразная вытянутая форма залежей, наличие в составе последних глинистых песков и суглинков. Мощность залежей редко превышает 10–20 м,

а мощность вскрышных пород, представленных песками, супесями, суглинками и глинами, обычно колеблется от 0,5 до 2,5 м (Румянцевское месторождение и другие в Московской области).

Среди ледниковых месторождений выделяют водно-ледниковые (флювиогляциальные) и собственно ледниковые. Первые представлены длинными (сотни метров–километры), невысокими (20–30 м) грядами шириной 20–200 м (озы) либо группами холмов (камы), сложенными непостоянным по гранулометрическому составу обломочным материалом, образующим линзы в толще песка, супеси и суглинка (Коломенское, Сычевское месторождения Московской области и др.) и зандровые поля — песчаные с примесью гравия шлейфы за конечными моренами (месторождения Полесья и др.). Собственно ледниковые месторождения представлены холмообразными формами или грядами высотой до 100 м в районах конечных морен, сложенных несортированным песчано-гравийно-валунным материалом (Вяземское, Оршанское, Дровнинское месторождения и др.). Гранулометрический и петрографический состав ледниковых отложений различен. В продуктивной толще мощностью в метры–десятки метров обычны линзы глин, суглинков, супесей, безгравийных песков.

Для морских и озерных песчано-гравийных месторождений свойственны большая протяженность залежей при незначительных ширине и мощности (до 10–15 м), резкая граница с подстилающими отложениями, хорошая окатанность и сортировка обломков, незначительная доля глинистых фракций. Древние месторождения развиты на древних террасах морей и озер. Современные месторождения находятся в прибрежной зоне морей; в их составе фиксируется органический материал (месторождения Черного, Азовского и Каспийского морей в странах СНГ; подводные месторождения США, Японии, Великобритании и др.).

Сычевское месторождение валунно-гравийно-песчаных отложений

Месторождение находится в Волоколамском районе Московской области. Продуктивная валунно-гравийно-песчаная толща относится к межморенным флювиогляциальным образованиям, залегающим между днепровской и московской моренами (средний плейстоцен). Толща прослеживается на площади 6×4,5 км; ее мощность колеблется от 1 до 46 м (в среднем 20,2 м). Внутреннее строение толщи характеризуется наличием линз и пластов безгравийных песков и суглинков мощностью 0,2–8 м, залегающих среди валунно-гравийно-песчаной массы. Глубина залегания продуктивной толщи колеблется от 0,5 до 40 м. Подстилающими яв-

ляются глины и суглинки днепровской морены. Мощность покровных суглинков московской морены 2–8 м.

Месторождение включает три основных участка: Сычевский, Щелкановский и Ивайловский; р. Гряда, протекающая по площади месторождения, разделяет Щелкановский участок на правобережную и левобережную части.

При классификации горной массы продуктивной толщи по месторождению в целом выход валунно-гравийной составляющей колеблется от 11 до 85% (в среднем 51,6%) для сухой зоны и от 9,6 до 77% (в среднем 40,1%) для обводненной зоны; доля валунов соответственно 18 и 6%. Валуны на 64–76% сложены осадочными породами, на 10–22,3% метаморфическими и на 6,3–22% изверженными. Петрографический состав гравийных частиц: карбонатные породы 37–47%, кремни 16–20%, граниты 11–20%. Насыпная объемная масса гравия составляет 1330–1710 кг/м³. Гранулометрический состав песков отсева (Сычевский и правобережная часть Щелкановского участка) фракции (в %): среднезернистая 42, мелкозернистая 29, алевритовая 3,6–7,4, глинистая 0,8–37,6. После предварительной промывки от глинистых, илистых и пылеватых частиц гравий и пески отсева пригодны в качестве крупного и мелкого заполнителя бетонов.

Сычевское месторождение является одним из крупнейших в России, запасы всех его участков составляют 350 млн м³ валунно-гравийно-песчаной строительной массы; разведанные запасы месторождения обеспечивают работу Сычевского ГОКа более чем на 30 лет. Основными потребителями продукции комбината являются предприятия крупнопанельного домостроения Москвы и Московской области, производители железобетонных изделий, строительно-монтажные организации различных министерств и ведомств, предприятия дорожного строительства.

Месторождение имеет водно-ледниковое (флювиогляциальное) происхождение.

19.2. Строительные и облицовочные камни

Горные породы как естественные камни в современном строительстве рассматриваются главным образом в качестве материала для облицовки фасадов и интерьеров зданий, а также для изготовления архитектурно-строительных деталей, от которых требуется особая прочность или погодоустойчивость. Они являются превосходным бортовым и другим штучным камнем. Уникальным видом штучного камня является так называемый монументальный камень, получаемый в особо крупных блоках и используемый

для памятников, крупных декоративных сооружений, колонн и др. Отдельные изделия из такого камня являются национальным достоянием (например, Александрийская колонна на Дворцовой площади и колонны Исаакиевского собора в Санкт-Петербурге, изготовленные из монолитов гранита-рапакиви месторождения Возрождение близ железнодорожной станции Выборг).

Крупнокусковой рваный камень (бут) большой объемной массы, высокой прочности, минимальной пористости, водопоглощения и растворимости в воде используется для строительства плотин и других гидротехнических сооружений, а также фундаментов зданий.

Для сооружения стен, перегородок и перекрытий в виде штучного камня используются главным образом легкие породы (известняки, туфы и др.). Они характеризуются достаточно высокой пористостью, высокими теплоизоляционными свойствами, легко распиливаются на блоки и плиты, обладая при этом достаточной прочностью и морозостойкостью.

Декоративно-облицовочный камень и каменные архитектурные детали широко используются даже там, куда их приходится доставлять на значительные расстояния, так как доля этих изделий в общем тоннаже зданий сравнительно невелика. Для архитектурного оформления фасадов и интерьера камень является незаменимым по художественной выразительности и монументальности материалом, применение которого в то же время защищает здание от воздействия атмосферных процессов (облицовка) и повышает прочность строительных деталей (ступени, подоконники, половые плиты и др.).

Таким образом, необходимыми условиями для использования горных пород в качестве строительного и облицовочного камня являются их прочность и долговечность, соответствующая объемная масса и водопоглощение, морозостойкость, декоративность, блочность (возможность получения из массива блоков определенных размеров) и др.

Перечисленные физические и технические свойства, в первую очередь прочность и долговечность, определяются главным образом минеральным составом, структурно-текстурными особенностями, трещиноватостью и другими характеристиками горной породы. Из породообразующих минералов наиболее устойчивым к химическому и механическому воздействию является кварц; менее устойчивы полевые шпаты, пироксены, амфиболы и слюды, подвергающиеся разложению в процессе выветривания; присутствие сульфидов и вторичных минералов (хлорита, эпидота, талька и др.) свидетельствует о ее невысоких прочностных и декора-

Структуры (размер зерен, мм) магматических пород (твердые камни) и мраморов (и других камней средней и низкой твердости)

Породы (камни)	Крупно-зернистая	Средне-зернистая	Мелко-зернистая
Магматические (твердые камни)	свыше 10	2—10	до 2
Мраморы (и другие мягкие и средней твердости камни)	свыше 1	0,25-1	до 0,25

тивных (образование ржавых пятен при разложении сульфидов) свойствах. Порода массивной текстуры и мелкозернистой структуры (табл. 39) в общем случае обладает большей прочностью по сравнению с полосчатой, крупно- или неравномернозернистой разновидностью. Наличие в породе микротрещин снижает морозоустойчивость и долговечность камня, а макротрещины определяют блочность породы при ее разработке.

Окончательная оценка горной породы как возможного строительного камня дается по результатам комплекса лабораторных испытаний, включающих определение объемной массы и плотности, пористости, водопоглощения, морозоустойчивости, прочности на сжатие, растяжение и изгиб, истираемости (абразивности), вязкости и др. Классификация горных пород, принятая в строительстве и архитектуре, основана на их важнейших физических свойствах (табл. 40). Предпочтительное использование магматических и метаморфических пород как облицовочных материалов связано с их относительной долговечностью (табл. 41).

Декоративность породы, определяемая ее цветом и текстурно-структурными особенностями, зависит также и от фактуры (способа обработки) поверхности. Различают колотую, пиленую, кованую, шлифованную (полированную) и другие фактуры.

Особое значение имеет оценка блочности породы. Выход блоков из горной массы определяется системой трещин отдельности: их ориентацией и частотой. Оптимальными являются горизонтальные или слабонаклонные трещины с расстояниями между ними 1,5—3 м; это так называемые "постельные" трещины, определяющие высоту блока и подступы карьера при добыче. Вертикальные и наклонные трещины определяют форму добываемых глыб для разделки на блоки, а их густота — размеры этих глыб. Для разработки наиболее благоприятны трещины, падающие под углом 80—90°.

Таблица 40

**Группировка горных пород по их важнейшим физическим свойствам,
принятая в строительстве и архитектуре**

Группа (твердость по Моосу)	Породы	Объемная масса, г/см ³	Пределы прочности при сжатии, МПа
Твердые камни (6—7)	кварциты, граниты, сиениты, диориты, лабрадориты, габбро, диабазы, гнейсы и др.	2,5—3,0	100—400
Камни средней твердости (3—5)	мраморы, мраморизованные известняки, офикальциты, доломиты, плотные песчаники, сланцы, туфы и др.	0,9—2,7	15—160
Мягкие камни (1—2)	гипсы, ангидриты, известняки пористые, туфы и др.	1,1—2,8	5—45
Поделочные камни	яшмы, родониты, листовениты, малахиты, лазуриты, амазониты, пегматиты, серпентиниты, халцедоны и др.	2,3—2,9	10—250

Таблица 41

**Теоретические сроки долговечности камня в наружной облицовке для
среднего климатического пояса**

(по Б.В. Залесскому и Б.П. Беликову)

Группы пород	Породы	Первые признаки разрушения, число лет	Полное разрушение, число лет
I	Кварцит, гранит мелко- и среднезернистый	до 500	до 1500
II	Гранит крупнозернистый, сиенит, габбро, лабрадорит, лавы	до 250	до 700
III	Белый мрамор, плотный песчаник с кремнистым цементом, плотный известняк	до 150	до 450
IV	Грубopopистый известняк, гипсовый камень		до 50

По способу добычи принято деление блоков на пиленные, т.е. добываемые камнерезными машинами (известняк, мрамор, травертин и др.), и колотые (гранит, габбро, лабрадорит и др.). Для стенового камня существуют три основных типа пиленных блоков

390×190×188; 490×240×188; 390×190×288. Используются также неполномерные типы иных размеров. Блоки, предназначенные для получения облицовочных изделий, по объему подразделяются на пять групп (табл. 42). Принятая колотая фактура таких блоков допускает наличие неровностей глубиной (высотой) до 100 мм; объем блоков производится по вписанному параллелепипеду. Колотые блоки распиливаются на облицовочные плиты стандартных размеров (табл. 43); предусмотрено получение полосы и шашки, используемых для настила полов в помещениях с интенсивным движением (вестибюли станций метро и общественных зданий).

Таблица 42

Группировка колотых блоков горных пород по их объемам

Породы	Объем блоков (м³) по группам				
	I	II	III	IV	V
Гранит, диорит, сиенит, лабрадорит, габбро, базальт, диабаз и др.	5—8	2,5—5	1—2,2	0,4—1	0,01—0,4
Мрамор белый	4,5—8	2—4,5	1—2	0,4—1	0,01—0,4
Мрамор цветной	4,5—6	2—4,5	0,7—2	0,4—0,7	0,01—0,4
Известняк, доломит, гипс, травертин, песчаник, туф вулканический, известняк-ракушечник	4,5—6	2,5—4,5	1—2,5	0,4—1	0,01—0,4

Таблица 43

Размер облицовочных плит, получаемых при распиловке колотых блоков

Группа	Ширина, мм	Длина, мм	Толщина, мм
I	800—1200	не менее	20, 25, 30
II	600—800	ширины, но не	20, 25, 30
III	300—600	более 1500	10, 15, 20, 25, 30
IV	150—300		10, 15, 20, 25, 30
полоска и шашка	20—150		10, 15, 20, 25, 30

Отходы при получении облицовочного камня могут использоваться в качестве дробленых отделочных материалов для получения поверхностей, обладающих высокими декоративными свойствами (например, крошка цветного мрамора).

В зависимости от генезиса пород морфология промышленных залежей месторождений строительных и облицовочных камней

будет различной. Для магматических месторождений — это неправильные массивы и тела, покровы и потоки (месторождения гранитов, сиенитов, габбро, диоритов, базальтов, андезитов, риолитов, туфов и др.). Для метаморфических месторождений мраморов, кварцитов, гнейсов, амфиболитов свойственны пластообразные пологие и крутопадающие залежи. Осадочным месторождениям строительного камня (известняки, доломиты, песчаники и др.) присущи пластовые горизонтальные или пологие залежи.

В подавляющем большинстве случаев разработка этих месторождений осуществляется карьерами.

Шокшинское месторождение кварцитов

Шокшинское месторождение кварцитов находится в Карелии на юго-западном берегу Онежского озера к юго-востоку от Петрозаводска. Площадь месторождения выполнена породами шокшинской и шелтозерской свит иотнийской серии протерозоя, образующими пологую синклиналь с углами падения крыльев от 10 до 15–25° (рис. 92). Имеется также пластообразное тело диабазов и покров четвертичных отложений мощностью до 1 м.

Обнажающиеся в северной части месторождения образования шелтозерской свиты представлены песчаниками серого, иногда красновато- и желтовато-серого цвета. Эти породы вверх по разрезу последовательно сменяются розовыми, красными и малиновыми кварцитами, переходящими далее в красные песчаники. Мощность кварцитов 41 м, причем на долю малиновой разновидности приходится 17 м, а вышележащих красных песчаников — 40 м. Красные и розовые кварциты разделены пачкой хлорит-серицитовых сланцев. Основную промышленную ценность представляют красные и особенно малиновые кварциты, получившие наименование “шокшинские порфиры”.

Кварциты разбиты тремя системами трещин: субмеридиональ-

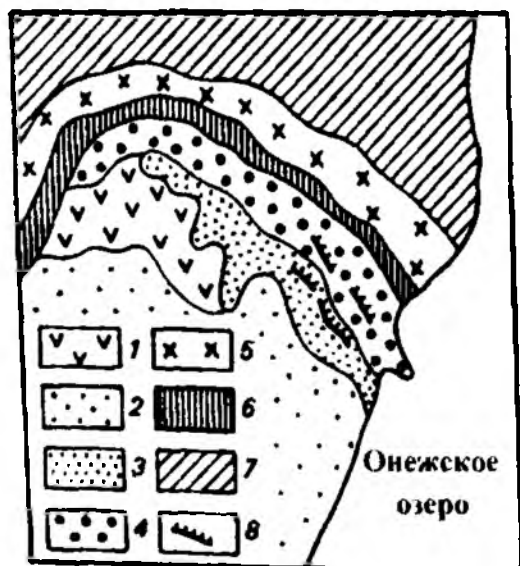


Рис. 92. Геологическая схема Шокшинского месторождения кварцитов (Неметаллические полезные ископаемые СССР):

1 — диабазы; шокшинская свита: 2 — красные песчаники, кварциты; 3 — малиновые, 4 — красные, 5 — розовые; 6 — хлорит-серицитовые сланцы; 7 — серые песчаники; 8 — забой действующих карьеров

ными, падающими под углом 62–90°, субширотными с углами падения 66–90° и согласными с напластованием, падающими под углами около 10°. Расстояние между трещинами в каждой из этих систем составляет 1–1,5 м.

Малиновым кварцитам присуща грубая косая слоистость с падением на юго-восток, красивая однородная темно-малиновая окраска. Они мелкозернисты и состоят из округлых и угловато-округлых зерен кварца размерами 0,1–0,2 мм, покрытых тончайшими оболочками оксида железа Fe_2O_3 и сцементированными вторичным кварцем. Между зернами кварца присутствуют редкие (до 5–8%) чешуйки пиррофиллита. Содержание кремнезема в породе достигает 98%, огнеупорность — 1750 °С.

Возможный объем блоков 0,14, редко до 1,5 м³. Выход блоков размером 0,2–0,5 м³ около 50%. Предел прочности на сжатие для малиновых кварцитов 137–149 МПа; красных песчаников — 128 МПа; объемная масса 2,63 г/см³, истираемость 0,1 г/см². Кварцит трудно обрабатывается, но принимает совершенную полировку.

Месторождение образовалось в результате метаморфизма первично осадочных песчанистых отложений с уплотнением породы и переходом железных охр в пластинки гематита, обусловивших неповторимые окраски шокшинского порфира. Шокшинский кварцит благодаря уникальной окраске и высочайшей прочности пользуется мировой известностью. На Международной выставке 1938 г. в Нью-Йорке он получил высокую оценку. В Париже во Дворце инвалидов из него сделана гробница Наполеона, в Санкт-Петербурге — хоры Исаакиевского и Казанского соборов. Шокшинским малиновым кварцитом облицована Могила Неизвестного Солдата и выполнен верхний портик Мавзолея В.И. Ленина.

Разработка месторождения ведется открытым способом, периодически и в небольшом объеме, учитывая уникальность этого камня. Добываются малиновые и красные кварциты. Продукция используется в облицовке (тесаные блоки), для футеровки в металлургии, в качестве бута (отходы).

Коелгинское месторождение мрамора

Месторождение находится на Южном Урале (Челябинская область) в 25 км от железнодорожной станции Еманжелинская. Его геологическое строение определяется крупной линзой мраморов, залегающей в окружении карбонатных пород визейского возраста. Линза имеет северо-восточное простирание и крутое (65–70°) юго-восточное падение. Ее длина 7 км, ширина выхода 1,6 км,

линза разведана до глубины 130 м (признаков выклинивания не установлено). Четвертичные суглинки и почвенно-растительный слой, перекрывающие каменноугольные карбонатные породы, имеют мощность 0–36 м (в среднем 4,9 м).

Линза мраморов разбита пологими трещинами северо-западного простирания с падением на юго-запад и юго-восток под углами 0–30°. На поверхности развиты карстовые воронки диаметром до 50 м и глубиной до 37 м, на глубине — карстовые полости диаметром до 13 м, заполненные глиной с обломками мрамора, и каверны выщелачивания.

Мрамор мелко- и среднезернистый, массивный, белый, иногда с голубоватым оттенком и светлой пятнистостью. Его объемная масса 2,71 г/см³, плотность 2,74 г/см³, водопоглощение 0,01–0,58%, пористость до 3%, предел прочности на сжатие 51–72 МПа, истираемость 0,37–5,0 г/см², удельное объемное сопротивление $1,3 \times 10^{13}$. Химический состав (мас. %): 55,16 СаО; 0,2 MgO. Марка морозостойкости Мрз — более “100”. Мрамор хорошо принимает полировку, обладает высокой декоративностью и пригоден для наружной и внутренней облицовки зданий, а также для изготовления электротехнических досок.

Генезис месторождения контактово-метасоматический: образование мраморов связывают с термальным воздействием Варламовской и Коелгино-Кабанской гранитоидных интрузий на карбонатные визейские толщи.

Добыча осуществляется в уступах трех карьеров с помощью камнерезных машин в виде мраморных блоков сечением 1×1 м и произвольной длиной до 3 м. Выход блоков из горной массы достигает 32%. Выход плит толщиной 20–25 мм из 1 м³ блоков 18,5 м. АО “Коелгамрамор” — крупнейшее в России предприятие по добыче и переработке белого мрамора с годовым объемом добычи блоков до 30 тыс. м³ и эксплуатационными запасами свыше 18 млн м³.

Плиты коелгинского мрамора широко используются при отделке интерьеров и облицовке колонн и внутренних стен зданий и сооружений, вестибюлей станций метрополитенов и других объектов. Вязкость мрамора позволяет использовать его для орнаментальных работ. Коелгинский мрамор использован в наружной облицовке Государственного Кремлевского дворца, Дома Правительства РФ, зданий Российской академии наук, Министерства обороны, Академии общественных наук, Мемориального комплекса на Поклонной горе, административных зданий на Октябрьской площади в Москве, Драматического театра в Челябинске, различных зданий городов России и стран СНГ.

Месторождение расположено недалеко от Ленинакана. Его геологическое строение определяется широким развитием вулканогенных пород антропогенного возраста и современными образованиями. Антропогенные вулканиты представлены лавами андезитодацитов и андезитобазальтов, вулканическими шлаками и туфами, пемзами.

Промышленный интерес представляет почти горизонтальная пластовая залежь вулканических туфов мощностью 2–26 м, развита на площади в сотни квадратных километров. Слагающие ее туфы различны: относительно более легкие (арктические) образуют большую часть залежи, более тяжелые (дацитоподобные) распространены главным образом в нижней части залежи; третий, ереванско-ленинаканский тип туфов развит ограниченно, встречаясь во фланговых частях залежи. Переходы между всеми этими разновидностями туфов — постепенные.

Залежь разбита системами редких субгоризонтальных и вертикальных трещин, обусловивших появление в туфах призматической отдельности. Кровля залежи мощностью от 0,3 до 2 м обладает сильной трещиноватостью и непригодна для получения облицовочного и стенового камня.

Перекрывающие залежь туфов современные отложения мощностью 0,3–3 м представлены песком, глиной, суглинком и почвенно-растительным слоем. Подстилающие образования — глины и андезитодациты нижнего антропогена.

Туфы мелкопористые, розовато-коричневые и фиолетово-розовые имеют кристаллокластическую структуру, пятнистую и псевдофлюидальную текстуру; они сложены вулканическим стеклом с включениями плагиоклазов, пироксенов и других минералов. Ереванско-ленинаканские туфы в отличие от арктических — кирпично-красные и черные, более плотные, дацитоподобные. Химический состав всех трех выделенных разновидностей туфов близок (табл. 44).

Физико-механические свойства туфов: объемная масса 1,23–2,35 г/см³, плотность 2,63 г/см³, пористость 12,26–52,6%, водопоглощение до 25% (среднее 14,34%), предел прочности на сжатие 6,4–62 МПа, марка морозостойкости Мрз "25".

Туфы используются как стеновой и облицовочный камни. Выход блоков из горной массы 40%. Вулканические туфы пригодны также в качестве легких заполнителей бетонов. Облицовочные плиты из арктических туфов используются для наружной облицовки зданий как в южных, так и в средних климатических зонах

Химический состав арктических туфов, мас. %

(по Г.А. Григорян и А.С. Григорян)

Компоненты	Разновидности туфов		
	арктическая	дацито- подобная	еревано- ленинканская
SiO ₂	68,56–69,92	61,73–65,18	61,26–63,98
TiO ₂	0,43–1,25	сл.–1,17	0,87–1,25
Al ₂ O ₃	13,30–18,68	16,14–18,65	15,85–19,13
Fe ₂ O ₃	1,50–4,99	2,83–4,39	3,34–4,88
CaO	1,13–4,39	2,97–4,39	3,14–3,61
MgO	0,32–1,92	1,19–2,48	1,01–1,80
MnO	0,07–0,47	—	—
Na ₂ O	3,00–7,20	3,30–7,80	4,20–6,60
K ₂ O	3,10–4,67	2,40–4,10	2,40–4,20
SO ₃	сл.–0,49	сл.–0,39	сл.–0,61
п.п.п.	0,10–2,48	0,13–1,62	1,48–2,32

СНГ. Добыча ведется камнерезными машинами. Туф широко применяется для отделки наружных стен в Армении. В Москве арктическим туфом облицовано здание Института стали и сплавов (выходящее на Крымский вал).

По объему добычи свыше 750 тыс. м³ в год предприятие “Арктиктуф” — одно из крупнейших в Армении.

Бодракское месторождение известняков (Украина)

Месторождение находится в Бахчисарайском районе Крыма. В геологическом строении принимают участие верхнемеловые и палеогеновые отложения, залегающие моноклинально с падением на северо-запад под углами 10–11°, перекрытые четвертичными суглинками и почвой мощностью 0,6 м.

Полезным ископаемым являются датские (верхний мел) известняки. В верхней приповерхностной части мощностью 1,3–7,0 м они выветрелые и вместе с вышележащими отложениями относятся к вскрышным породам кровли промышленной залежи. В контуре последней выделяются две разновидности известняков: вверху — мелкокомковатая, перекристаллизованная криноидно-мшанковая средней мощностью 12,1 м; внизу — однородная мелкодетритусовая мшанковая средней мощностью 9,5 м.

Известняки белые и серовато-белые с кремовым, местами желтоватым оттенком теплых тонов. Марка известняка по прочности

75–125, т.е. от 7,5 до 12,5 МПа. Возможный объем блоков 2 м³. Они легко пилятся и обрабатываются. Химический состав (в %): 4,16–10,10 SiO₂; 0,14–1,3 Al₂O₃; 0,11–0,42 Fe₂O₃; 48,18–52 CaO; 0,98–1,95 MgO; 0,04–0,12 P₂O₅; п.п.п. 3,85–4,2. Обе разновидности известняков пригодны как пильные камни для изготовления крупных блоков, а отходы — для использования в содовой и цементной промышленности.

Образование известняков — осадочное биогенное. Разработка месторождения ведется карьером, в уступах которого получают крупные стеновые (198×150×50; 226×100×50; 302×100×50 см) и облицовочные блоки. Выход крупных и стандартных (39×19×19 см) блоков из горной массы 58–60%, выход плит толщиной 25–40 мм из 1 м³ блока 16–18 м², т.е. достаточно высокий.

Хорошие декоративные свойства известняков этого и других месторождений Крыма обеспечили им признание строителей и архитекторов. Крупные блоки используются как стеновой камень, мелкие — для кладки стен, плиты пиленные — для наружной облицовки стен зданий и сооружений, бортовые камни — для садово-парковых дорожек.

Крымские известняки используются не только в южных районах (Украина), но и в средней полосе России, где в общем облицовочные камни должны быть более морозостойкими. В Москве они использованы для наружной облицовки отдельных зданий (например, 2-й Гуманитарный корпус МГУ на Ленинских горах).

Антигоритовые серпентиниты Кубы

Многочисленные массивы ультраосновных пород Кубы образуют узкий, вытянутый на 1000 км с запада на восток пояс общей площадью 2200 км². Эти интрузивные тела верхнеюрско-нижнемелового (?) возраста имеют удлиненные формы в плане и местами вместе с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами мела и карбонатными образованиями верхней юры выполняют складчатые структуры либо слагают крупные пологопадающие тела, надвинутые на отложения другого возраста. По составу они представлены перидотитами, дунитами и пироксенитами, в различной степени брекчированными и серпентинизированными.

Выделяются хризотилитовые (хризотил-лизардитовые) и антигоритовые серпентиниты, причем первые резко преобладают над вторыми, слагая самые крупные на Кубе пластообразные массивы (Сан-Фелипе, Пинарес-де-Маяри, Моа, Баракоа), средние по размерам тела (близ городов Санта-Клара, Ольгин и Байя-Онда), а также множество мелких тел. Тела антигоритовых серпентинитов характеризуются небольшими размерами и встречаются в виде

согласных образований среди терригенно-карбонатных комплексов либо в виде тектонических включений (ксенолитов) среди хризотил-лизардитовых массивов.

Размеры этих ксенолитов в поперечнике десятки—сотни метров; их контакты очень резкие и контрастные благодаря большому различию в текстуре, цвету, сланцеватости между антигоритовыми и хризотиловыми серпентинитами.

Антигоритовые серпентиниты — массивные или сланцеватые мелкозернистые породы зеленого цвета различных тонов с выразительным рисунком. Под микроскопом они характеризуются спутанно-мелкочешуйчатой структурой; главным минералом является антигорит (более 95%). иногда присутствуют единичные зерна кальцита, тремолит-актинолита, хлорита, лимонита и магнетита. Антигоритовый состав серпентинитов подтвержден их

термическим анализом: очень четко фиксируется эндотермический эффект при 780 °С и, в отличие от хризотиловых разновидностей, здесь отсутствует эндотермический максимум при 820 °С.

По сравнению с хризотиловыми, антигоритовые серпентиниты обладают исключительно высокой прочностью, что с учетом средней твердости, высокой блочности (60% и выше) и весьма высокой декоративности определяет исключительную ценность этих пород как облицовочного камня.

В настоящее время эксплуатируется лишь одно месторождение антигоритового серпентинита — Пело-Мало, находящееся в 8 км восточнее Санта-Клары в центральной части страны. Это достаточно крупное изометричное тело, находящееся в окружении хризотил-лизардитовых серпентинитов. Ортографически оно

Таблица 45

Химический состав антигоритовых серпентинитов Пело-Мало на Кубе, мас. %
(по Б.П. Беликову и др.)

Компоненты	Анализы		
	1	2	3
SiO ₂	39,80	35,56	39,78
TiO ₂	0,02	н/о	0,05
Al ₂ O ₃	н/о	н/о	1,41
Cr ₂ O ₃	0,18	0,08	0,34
Fe ₂ O ₃	5,82	8,53	2,79
FeO	5,14	3,94	2,99
MnO	0,03	0,05	—
MgO	37,57	37,42	39,97
CaO	0,09	1,32	н/о
NiO	н/о	0,18	0,31
CoO	н/о	н/о	—
Na ₂ O	0,00	0,00	0,05
K ₂ O	0,02	0,00	0,02
H ₂ O ⁺	11,16	12,10	11,97
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00
CO ₂	н/о	0,65	0,55
п.п.п.	0,56	0,43	—
сумма	100,29	100,26	100,13

представляет изолированный округлый холм диаметром 450 м, выполненный массивными мелкозернистыми серпентинитами зеленого цвета различной интенсивности, очень плотными, вязкими, слабо просвечивающими в тонких сколах. Серпентинит на 90% и более состоит из чешуек и иголочек антигорита размером от 0,05 до 0,2 мм, образующих спутанно-чешуйчатую структуру. В небольшом количестве присутствуют кальцит, тремолит, актинолит, магнетит и гидроксиды железа. Особенностью химического состава антигоровых серпентинитов Пело-Мало является существенное содержание железа (табл. 45).

В серпентинитах проявлено три системы трещин: аз. пд. $24^\circ \angle 80^\circ$; аз. пд. $110^\circ \angle 62^\circ$; аз. пд. $284^\circ \angle 46^\circ$. Расстояния между соседними трещинами в каждой системе колеблются от долей до 2–3 м и более. Углы между системами трещин близки к прямым, что благоприятствует для получения кондиционных прямоугольных блоков.

Серпентиниты этого месторождения имеют торговое название “мраморы Верде Серрано”; они используются в виде полированных плит во внутренних облицовках ряда известных исторических зданий, деталей памятников и др. Повышение концентрации в них магнетита и лимонита, наблюдаемое в отдельных участках, снижает качество сырья: во влажных условиях эти минералы разлагаются и дают потеки.

Кроме месторождения Пело-Мало на Кубе известны и другие подобные проявления антигоровых серпентинитов, пригодных в качестве облицовочного камня.

По представлениям геологов ИГЕМ РАН (Б.П. Беликов и др.), исследовавших эти месторождения комплексом полевых и лабораторных методов, образование антигоровых серпентинитов происходило в обстановке метаморфизма высокого давления и относительно низких температур (10–12 кбар, 500 °С). Такие условия способствовали формированию определенных текстурных и структурных особенностей, придающих им исключительную прочность при средней твердости.

Глава 20

СЫРЬЕ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ЛЕГКИХ ЗАПОЛНИТЕЛЕЙ БЕТОНОВ (глины, шунгиты, перлиты, кремнистые породы, гидрослюды)

Важнейшие строительные материалы — бетоны, получаемые в результате затвердевания уплотненной смеси вяжущего вещества, воды и заполнителей, по объемной массе подразделяются

на тяжелые (более 1800 кг/м^3) и легкие (до 1800 кг/м^3). Свойства бетонов и их стоимость во многом определяются заполнителями — природными или искусственными сыпучими каменными материалами, составляющими в них до 85% объема. Для тяжелых бетонов используются плотные заполнители. Легкие бетоны получают, либо используя легкие (пористые) заполнители, либо вспенивая (поризуя) вяжущее вещество — цементное тесто (ячеистый бетон).

Благодаря небольшой объемной массе, достаточной прочности и низкой теплопроводности они нашли широкое применение в сборных бетонных и железобетонных конструкциях и изделиях. Особо легкие бетоны (до 500 кг/м^3) используются в качестве теплоизоляционного материала. Наиболее распространены легкие бетоны на пористых заполнителях, как естественных (измельченные вулканические шлаки, туфы, опоки, пемзы, известняки-ракушняки и другие легкие горные породы), так и искусственных (керамзит, шунгизит, термолит, вспученные перлит и вермикулит, аглопорит и др.). При этом доля естественных заполнителей в общем объеме производства невелика (около 10%); доминирующую роль (свыше 90%) играют искусственные заполнители.

В настоящее время существует целая отрасль промышленности по производству искусственных заполнителей. Это производство включает в себя добычу природного сырья в карьере, дробление либо получение гранул, фракционирование и термическую обработку (поризацию) с последующим охлаждением. Твердые породы подвергаются среднему и мелкому дроблению (сухой способ), рыхлые — гранулированию (мокрый способ) с последующей сушкой гранул. Получаемые щебенка и гравий разделяются на три фракции: 5–10, 10–20 и 20–40 мм, а песок — на две: до 1,2 и 1,2–5 мм. Доля щебенки и гравия составляет 60–75, песка — 40–25%.

Термическая обработка заключается в скоростном обжиге измельченной породы, осуществляемом в шахтных, вращающихся и других специальных печах при температурах 850–1250 °С, при этом сгорает органическое вещество, происходит дегидратация слюд, глинистых минералов и вулканических стекол, диссоциация оксидов железа, карбонатов кальция и магния, сопровождаемые выделением газов. В результате частицы породы вспучиваются и приобретают пористое строение.

Получаемый таким образом пористый материал обладает небольшой объемной массой ($50\text{--}1200 \text{ кг/м}^3$), достаточно высокой прочностью, химической инертностью, низким водопоглощением, устойчивостью к действию воды и низких температур и

другими свойствами, необходимыми для заполнителей бетонов. Важным показателем качества пористых заполнителей является конструктивная эффективность, определяемая как отношение прочности к объемной массе. Наилучшими являются заполнители, характеризующиеся высокими прочностными свойствами и объемной массой от 50 до 500 кг/м³.

В качестве сырья для производства пористых заполнителей служат разнообразные горные породы или промышленные отходы. Несмотря на то что и экономически, и экологически использование промышленных отходов в общем случае предпочтительнее, подавляющую часть пористых заполнителей в России пока еще получают из легкоплавких глин, глинистых сланцев и аргиллитов (керамзит), шунгитсодержащих сланцев (шунгизит), диатомитов, трепелов и опок (термолит и трепельный гравий), перлитов и обсидианов (вспученный перлит), гидрослюд и вермикулита (вспученный вермикулит) и др.

Из глин и отходов обогащения и сжигания угля — шлаков и золы — получают аглопорит. Его производство, заключающееся в термической обработке сырцовых гранул на агломерационных обжиговых машинах, значительно экономичнее, чем получение керамзитового гравия. Расплавленные металлургические (преимущественно доменные) шлаки после их быстрого охлаждения измельчаются, образуя, пожалуй, самый дешевый высококачественный пористый заполнитель — термозит.

Керамзит представляет собой пористый гравиеподобный заполнитель, наиболее широко используемый в промышленности. Его зернам размером 5–40 мм характерны округлая форма, шероховатая поверхность, равномерное распределение закрытых пор в стекловатой массе. Размер пор не превышает 1–5 мкм. По сравнению с аглопоритом и термозитом обладает значительно более высокой конструктивной эффективностью, а также меньшим расходом цемента при получении керамзитобетона. Глинистые породы (глины, глинистые сланцы, аргиллиты), пригодные для производства керамзита, имеют монтмориллонитовый, бейделлитовый и гидрослюдистый состав и способны вспучиваться в природных условиях; их оптимальный химический состав (%): 50–65 SiO₂; 16–25 Al₂O₃; 4–5 Fe₂O₃; 1–2 FeO; менее 3 CaO; менее 3 MgO; 3 K₂O; 0,5–2,1 Na₂O; 1–2 C_{орг}; п.п.п. 7–10. По размерам частиц в них преобладают коллоидная (более 50%), пылеватая (25–50%) и алевритовая (до 25%) фракции; допустимо присутствие частиц песчаной фракции (не более 5%). Химический и гранулометрический состав глинистой породы должен быть выдержан во всем объеме промышленной залежи.

Шунгизит в виде щебня и песка представляет собой легкий заполнитель, полученный в результате термической обработки шунгитсодержащих сланцев. Его объемная насыпная масса составляет 375–600 кг/м³. По сравнению с керамзитом шунгизит выгодно отличается большей морозо- и кислотоустойчивостью и меньшим водопоглощением. Полученный на его основе шунгизитобетон может поэтому использоваться в специфических агрессивных средах. Шунгитовые сланцы как исходное сырье для получения этого заполнителя характеризуются присутствием в составе тонкодиспергированного шунгита — черного, блестящего, аморфного углерода, отличающегося от сходного с ним антрацита большей плотностью (1840–1980 кг/м³), твердостью (около 4), тепло- и электропроводностью. Образование шунгита связывают с воздействием интрузивных пород на битуминозные осадки. Даже небольшое его количество (1,5–2,0%) придает сланцам черную окраску и способность вспучиваться при обжиге. Сланцы образованы железистым хлоритом (50–60%), полевым шпатом (20–30%), кварцем (6–10%) и углеродистым веществом (до 5%). Их средний химический состав (%): 46–51 SiO₂; 14–18 Al₂O₃; 12–19 (FeO + Fe₂O₃); 1,3–3,0 CaO; 2,7–5,0 MgO; 2,5–5,0 (Na₂O + K₂O); 2,8–3,5 C_{орг}; прочие 3–5. Для термической обработки пригодны мелко- и тонкозернистые разновидности.

Термолит и трепельный гравий как пористый заполнитель получают при скоростном обжиге кремнистых пород кристобалит-опалового ряда — диатомитов, трепелов и опок. Этот заполнитель имеет объемную насыпную массу 250–900 кг/м³ и характеризуется высокой прочностью, водо- и морозостойкостью. Как правило, себестоимость термолитобетона ниже, чем себестоимость керамзитобетона. Кристобалит-опаловые кремнистые породы широко используются в цементной промышленности, в производстве строительных теплоизоляционных материалов, в качестве абразивов, фильтров, адсорбентов, отбеливающих веществ, носителей катализаторов и др. Все эти области предъявляют к ним свои, специфические требования. Для получения термолита указанные кремнистые породы должны содержать 20–40% глинистых минералов и 80–60% опала и кристобалита; наиболее качественный заполнитель получают из пород следующего химического состава (%): 60–65 SiO₂; 5–15 Al₂O₃; 2–8 Fe₂O₃.

Вспученный перлит, предназначенный в качестве легкого заполнителя бетона, производится в основном в мелкой (песчаной) размерности. Объемная насыпная масса перлитового песка изменяется от 50 до 500 кг/м³; его наиболее ценные сорта с величиной этого показателя до 120 кг/м³ широко используются также для изготовления сухих штукатурок, пластмасс, красок, тепло- и зву-

коизоляционных засыпок, в качестве фильтров и др. Для получения вспученного перлита используются не только собственно перлитовые породы — кислые гидратированные вулканы ряда риолит-дацит с характерной мелкой концентрически-скорлуповатой “перлитовой” структурой, но и другие, близкие к ним образования, включая пехштейны и обсидианы. Все эти кислые стекловатые водосодержащие вулканические породы в промышленности принято называть перлитами. Их способность к вспучиванию в результате термической обработки различна; от двукратного увеличения первоначального объема до двадцатикратного; объемная масса вспученного перлита варьирует соответственно от 50 до 800 кг/м³. Плотные, обладающие ровным сколом перлиты, а также их измененные разновидности, содержащие цеолиты, каолинит, монтмориллонит и другие вторичные минералы, вспучиваются плохо. Наиболее благоприятными для получения вспученного перлита являются слабоизмененные стекловатые разновидности с небольшим содержанием вкрапленников и характеризующиеся следующим химическим составом (%): 65–75 SiO₂; 11–16 Al₂O₃; менее 5–6 (FeO + Fe₂O₃); менее 4–5 (CaO + MgO); 3–5 (Na₂O + K₂O); п.п.п. 1–10.

Вспученный вермикулит, полученный в результате термической обработки природного вермикулита, гидробиотита и гидрофлогопита, представляет кубообразные и пластинчатые гранулы с шероховатой и гладкой поверхностью. Его насыпная объемная масса варьирует от 65 до 200 кг/м³, причем меньшей величиной характеризуется заполнитель, полученный на основе собственно вермикулита. Если же в качестве исходного сырья используются гидрофлогопит и гидробиотит, то полученный заполнитель будет обладать большей объемной массой и меньшей прочностью. Подобно перлитобетонам, вермикулитобетоны выгодно отличаются малой объемной массой (280–1100 кг/м³) и высокими теплоизоляционными свойствами; для повышения прочности в состав этих бетонов нередко вводят керамзит, асбест, битумы и другие упрочняющие материалы. Исходное сырье для получения вспученного вермикулита — собственно вермикулит, гидрофлогопит и гидробиотит, обычно объединяемые в группу гидрослюд, в промышленном смысле относятся к вермикулиту.

Главнейшие геолого-промышленные типы месторождений керамзитового, термолитового, шунгизитового и перлитового сырья приведены ниже.

1. Пластовые, линзовидные и плащеобразные субгоризонтальные залежи керамзитовых глин выдержанного монтмориллонит-бейделлит-хлорит-гидрослюдистого (иногда с глауконитом) состава

в разрезе осадочного чехла платформ, характеризующиеся широким площадным распространением и относительно небольшой (метры—первые десятки метров) мощностью (Ельдигинское, Пятовское и другие месторождения Восточно-Европейской платформы).

2. Пластовые, линзовидные согласные залежи керамзитовых глинистых и других сланцев выдержанного монтмориллонит-бейделлит-гидрофлюидного состава в разрезе метаморфизованных складчатых толщ, имеющие обычно наклонные залегания и мощности метры—десятки метров (многочисленные месторождения Южного Урала, Казахстана, Кузбасса и других складчатых областей).

3. Пластовые, выдержанные по простираению, согласные залежи диатомитов, трепелов и опок широкого площадного распространения мощностью в метры—десятки метров среди терригенных и терригенно-карбонатных образований мезокайнозойского возраста (палеоценовые месторождения Инзенское, Алексеевское, Атемарское, Вольское в Поволжье, эоценовые месторождения Камышловское, Ирбитское, Киргизское и другие в Зауралье и Северо-Западном Казахстане).

4. Пластовые и линзовидные согласные залежи черных шунгитовых пород и сланцев разнообразного кварц-альбит-серицит-хлоритового состава в разрезе метаморфизованных и дислоцированных вулканогенно-осадочных докембрийских толщ мощностью метры—десятки метров (Шуньгское, Максовско-Забогинское, Нигозерское, Мягрозерское и другие месторождения Карелии).

5. Пластовые и неправильной формы залежи перлита мощностью в десятки метров в периферических зонах караваеподобных риолитовых куполов и лавовых потоков, реже дайки того же состава и горизонты в кислых туфах в областях проявления кислого риодацитового вулканизма кайнозойского, реже мезозойского возраста (месторождения Арагацкое, Джрабергское, Арени и другие в Армении, Параванское в Грузии, Алнейское на Камчатке, месторождения Приморья, Северо-Востока, Забайкалья, месторождения Закарпатья Украины; месторождения США, Греции, Венгрии, Турции, Мексики, Чехии, ЮАР, Австралии, Новой Зеландии и других стран).

Ельдигинское месторождение керамзитовых глин

Месторождение находится в 45 км к северу от Москвы. Продуктивным горизонтом в геологическом разрезе месторождения являются нижнемеловые (альбские) глины, так называемые “парамоновские слои”, мощностью от 6,4 до 30,5 м. Перекрывающими породами вскрыши мощностью от 6 до 27 м являются сено-

манские пески, четвертичные покровные и моренные суглинки, песчано-гравийные отложения. В лежащем боку глины подстилаются альбскими водоносными песками.

Глины имеют темно-серую окраску, алевропелитовую структуру, обладают высокой пластичностью. Главными минералами являются монтмориллонит (господствует) и глауконит, второстепенными — зерна кварца и фосфоритов, стяжения пирита; химический состав (мас. %): 62,16–72,2 SiO_2 ; 10,46–16,25 Al_2O_3 ; 5,41–8,62 ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$); 0,82–1,71 CaO ; 1,69–3,61 $\text{C}_{\text{орг}}$. При нагревании глины хорошо вспучиваются. Температурный интервал обжига 1120–1180 °С. Более половины (53%) исходной глинистой массы переходит в керамзитовый гравий марок 250 и 300, еще 25% — в керамзитовый гравий марок 350, 400, 500 и 600. Предварительная подсушка и сужение температурного интервала обжига до 1120–1140 °С повышают долю более высококачественных легких марок. Глины образовались осадочным путем в морских условиях.

Нигозерское шунгитовое месторождение

В пределах Онежского синклинория Карелии широким развитием пользуются шунгитсодержащие образования, приуроченные к заонежской и суйсарской свитам нижнепротерозойского возраста. Эти свиты выполняют ядро синклинория, перекрывая верхнеятулийские карбонатные толщи. В составе нижележащей заонежской свиты выделяется нижняя — карбонатно-глинистая и верхняя — шунгитсодержащая подсвиты; с последней связаны Шуньгское, Максовско-Забогинское месторождения и др.

Суйсарская свита, перекрывающая заонежскую, характеризуется двумя фациальными типами разрезов: вулканогенным и вулканогенно-осадочным; в последнем случае (центральная часть Онежского синклинория) она подразделяется на нижнюю (180–270 м) и верхнюю (95–100 м) подсвиты. Средняя пачка нижней подсвиты является продуктивной; с ней связаны широко известные месторождения шунгитсодержащих альбит-хлоритовых и альбит-серицит-хлоритовых сланцев, характеризующихся выдержанным минеральным и химическим составом, стабильными содержаниями углерода (0,3–2,5%), большими мощностями и значительным площадным распространением.

Одним из таких месторождений является Нигозерское, расположенное к северо-востоку от г. Кондопога. В его геологическом строении принимают участие все три пачки нижнесуйсарской подсвиты: грубо ритмично переслаивающиеся туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты (нижняя), переслаивающиеся

шунгитсодержащие кварц-альбит-хлоритовые алевролиты и альбит-хлоритовые черные сланцы (средняя), тонко переслаивающиеся бесшунгитовые альбит-хлоритовые сланцы и алевролиты (верхняя); они слагают замок и северо-западное крыло Кондопожской синклинали. Породы смяты в пологие складки более высокого порядка с углами падения $3-8^\circ$, с размахом крыльев от 20 до 150 м и пологим погружением шарниров на юго-восток.

Черные сланцы (нигозериты) и алевролиты средней пачки входят в промышленный контур залежи и вскрыты карьером. Их мощность 26–80 м. Мощность вскрышных коренных пород и моренных отложений 4,4 м. Подстилающие залежь более грубозернистые породы нижней пачки встречаются в приподнятых на 25–30 м тектонических блоках, значительно осложняя добычу. Субширотная система разломов, пересекающая залежь, сопровождается ореолом вторичной лимонитизации шириной 20–40 м, ухудшающей технологические свойства добываемых пород.

Нигозериты — черные и темно-серые тонкозернистые альбит-хлоритовые и кварц-альбит-хлоритовые породы с раковистым изломом. Кроме хлорита (до 50%) и альбита в них отмечаются обломки порфиринов, зерен кварца, карбоната, лейкоксена, гематита, эпидота, листочки слюды. Содержание рассеянного шунгита в них 0,5–2,5%, размер его зерен 1–10 мкм.

Алевролиты (в контуре залежи) мелкозернистые, сложены обломками порфиров, зерен плагиоклаза (до 35%) и кварца (до 13%), сцементированных хлоритом, гидрослюдами и шунгитом.

Мощность индивидуальных чередующихся прослоев алевролитов и нигозеритов колеблется от нескольких миллиметров до 30 см. Химический состав этих полосчатых пород (мас. %): 46,00–50,83 SiO_2 ; 13,61–15,28 Al_2O_3 ; 15,30–19,38 Fe_2O_3 ; 1,82–2,28 TiO_2 ; 2,34–4,70 CaO ; 4,10–5,31 MgO ; 0,30–1,24 K_2O ; 2,50–3,70 Na_2O ; п.п.п. 3,93–6,12; 0,12–0,45 H_2O . Объемная масса сырья 2800 кг/м³.

В результате термической обработки этой породы при температуре 1070–1120 °С получают вспученный заполнитель — шунгизит с объемной насыпной массой 190–130 кг/м³. Средняя прочность гранул 7–27,5 кгс/см².

Разведанные начальные запасы месторождения по промышленным категориям (В+С₁) составили 17,4 млн м³. Помимо производства шунгизита, породы месторождения, обладая в полированном виде декоративными свойствами, используются при сооружении монументальных объектов (половые плиты, подоконники и плинтусы Исаакиевского и Казанского соборов в Санкт-Петербурге) и памятников.

Образование шунгитов связывают с метаморфизмом вулканогенно-осадочного материала, содержавшего органическое сапропелевое вещество, в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации. При повышении степени метаморфизма на месторождениях Северной Карелии такое вещество превращалось в графит.

Месторождения перлита в Нью-Мексико (США)

Максимальная годовая добыча перлита в США в конце XX в. превышала 700 тыс. т, что составляло около 40% мирового производства данного сырья. Свыше 85% этой добычи в стране приходилось на месторождения в шт. Нью-Мексико, приуроченные к полям развития кислых вулканитов в его северной (к северо-западу от Таоса), центральной (близ Сокорро) и южной (к западу от Лас-Крусос) частях.

В структурном отношении все месторождения связаны с вулканическими куполами грибообразной и луковичеобразной форм, перекрывающими магмовыводящие каналы, либо с короткими лавовыми потоками, примыкающими к ним. Наиболее крупные купола с промышленными залежами перлита имеют округлую или овальную форму в плане до 8 км в поперечнике и почти 300 м в вертикальном сечении.

Вероятно, крупнейшим в мире по запасам и добыче перлита является рудное поле Но Аква Пикс, находящееся в пределах вулканического плато Таос и занимающее площадь около 12 км². Здесь откартированы останцы двух сильно эродированных вулканических куполов, образующих в рельефе несколько холмистых хребтов. Возраст слагающих купола кислых вулканических пород датируется как плиоцен–плейстоценовый. На поверхности у подножия этих караваеподобных куполов широко развита рыхлая брекчия стекловатых перлитов.

Внутреннее строение куполов определяется наличием зон, отражающих механизм их локализации, остывания и последующего изменения (рис. 93). Периферическая зона купола состоит из двух стекловатых оболочек — наружной и внутренней. Наружная стекловатая оболочка сложена пемзовидным и зернистым перлитом, обычно пузырчатым, ближе к центру приобретающим классическую перлитовую отдельность и сменяющимся далее дезинтегрированной массой негидратированного обсидиана (мареканит). Внутренняя стекловатая оболочка выполнена частично девитрифицированным зеленым и зеленовато-серым классическим перлитом, микроскопически идентичным слагающему внешнюю

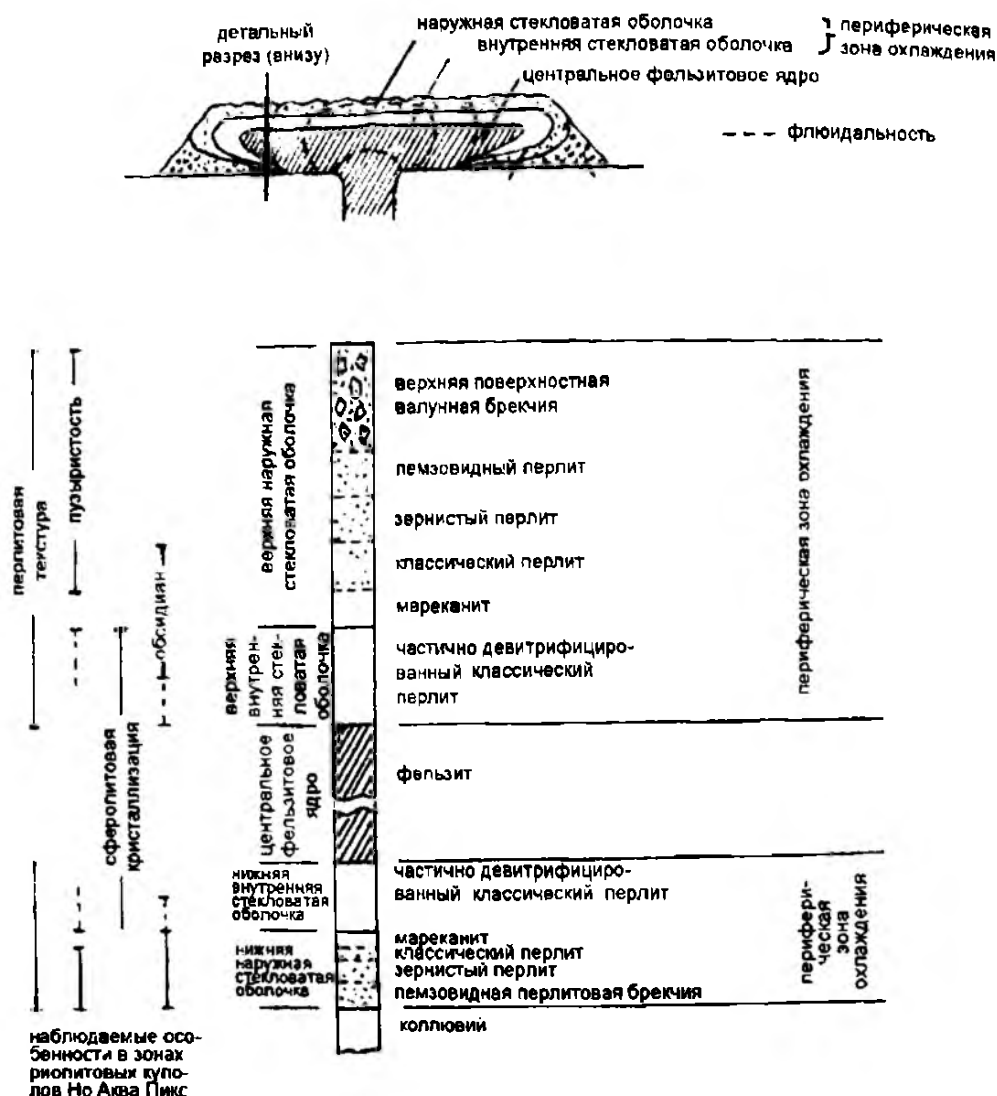


Рис. 93. Идеализированный поперечный разрез риолитовых куполов Но Аква Пикс, Нью-Мексико, США (по Уитсону)

оболочку. В обеих оболочках широко развиты флюидальные тек-
стуры, сменяющиеся ближе к центру массивными.

Центральная зона купола представляет собой фельзитовое ядро, сложенное плотным гипокристаллическим сферолитовым фель-
зитом. Граница между фельзитовым ядром и стекловатой пери-
ферической зоной резкая, осложненная пальцеванием.

По мнению Вебера и Остена, изначальное быстрое охлажде-
ние поверхности купола в момент его становления привело к об-
разованию здесь стекла, сопровождавшемуся дегазацией и закал-
кой. Появление такой изолирующей корки привело к уменьшению
температурного градиента в куполе и формированию указанных
стекловатых зон. Как полагает Уитсон, образование фельзитового
ядра связано с полной девитрификацией первоначального стекло-
ватого риолита. Вопрос о механизме гидратации обсидиана (2–5%

H_2O) остается дискуссионным, несмотря на то что эта вода по составу близка к метеорной, не исключается и магматическое ее происхождение.

Промышленные разработки перлита в конце XX в. велись на западном фланге поля Но Аква Пикс (рудник Эль-Гранде) и в его северной части с ежегодным уровнем добычи соответственно 200 и 350 тыс. т. На руднике Эль-Гранде получали серый и коричневатосерый флюидалный микропузырчатый стекловатый перлит. Естественная трещиноватость породы облегчает ее выемку и транспортировку из карьера. Мощность разрабатываемой залежи колеблется от 25 до 100 м, а подсчитанные в ней запасы коммерческого перлита составляют около 100 млн т. Добываемый в северной части рудного поля перлит — плотный, коричнево-серый, флюидалный, содержит фенокристы плагиоклаза, кварца, биотита и вкрапленность рудных минералов; пузырьчатые полости составляют 5–15% объема породы. Мощность разрабатываемой залежи 12–50 м.

Глава 21

СЫРЬЕ ДЛЯ КАМЕННОГО ЛИТЬЯ (ДИАБАЗЫ, ГАББРО-ДИАБАЗЫ, БАЗАЛЬТЫ, АМФИБОЛИТЫ И ДРУГИЕ ПОРОДЫ)

Каменное литье (петрургия), т.е. получение различных изделий из горных пород путем их расплавления с последующей отливкой в соответствующие формы и отжигом, получает все более широкое распространение. Такой способ получения изделий определенной формы гораздо проще, дешевле и быстрее по сравнению с механической обработкой горной породы. Во многих случаях литой камень может успешно заменять черные и цветные металлы, специальные стали, сравнительно дорогую керамику и другие дефицитные материалы.

Он обладает высокой кислото- и щелочестойкостью, высокой твердостью и устойчивостью к нагреванию, высокой прочностью на растяжение, сжатие и изгиб, огнеупорностью, термо- и морозоустойчивостью, декоративностью, высокими электроизоляционными свойствами. Литой камень технологичен: в отличие от природного он поддается электро- и газосварке. По сравнению с металлическими камнелитейные изделия не боятся коррозии и более долговечны.

Продукция камнелитейного производства разнообразна. Это всевозможные плиты для лестничных ступеней, подоконников,

полов и тротуаров, элементы строительных конструкций, станины для машин и механизмов, опоры для столбов электропередач и других несущих конструкций, тубинги подземных туннелей, кислото- и щелочестойкие емкости и футеровочные плитки, футеровка и шары для мельниц, броня для каналов гидрозолоудаления на теплоэлектростанциях, всевозможные штуцеры и другие фасонные изделия, облицовочные плитки и др.

Специфический продукт камнелитейного производства — минеральная вата, представляющая легкий материал, состоящий из тонких спутанных между собой высокопористых волокон и обладающий высокими тепло- и звукоизоляционными свойствами. Она широко применяется в промышленном и гражданском строительстве для утепления стен, тепловой изоляции трубопроводов и производственной аппаратуры, для звукоизоляции. Минеральная вата не горит и не гниет, может применяться до 700–800 °С; при более высоких температурах происходит спекание волокон с нарушением их пористости.

Петрургический процесс состоит из расплавления измельченной горной массы, отливки однородного расплава в формы и так называемого отжига — медленной раскристаллизации полученного изделия. Плавка раздробленной породы (размер кусков 50–150 мм) осуществляется в пламенных или электропечах при температурах 1350–1450 °С до получения однородного расплава, не содержащего пузырей. Отжиг в специальных печах, где отливка выдерживается при температурах 900–1000 °С определенное время, в течение которого происходит кристаллизация отливки. Регулируя температуру и время отжига, можно из одной и той же исходной породы получить изделия с различной микроструктурой: фарфоровидной (стекловидной), сферолитовой и мелко-полнокристаллической.

Длительный отжиг отливок снимает в них внутреннее напряжение, предотвращая растрескивание, и обуславливает полную раскристаллизацию всей массы. Лишь после отжига изделие медленно охлаждается и (по необходимости) подвергается механической обработке. Нераскристаллизованный стекловатый продукт обладает пониженными прочностными свойствами и в общем случае бракуется; однако наивысшие электроизолирующие свойства обнаруживают отливки стекловатой (фарфоровидной) микроструктуры.

Главной минеральной фазой самого распространенного базальтового литья является моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда (до 90%), кроме того, в нем обычно фиксируются кристаллики магнетита (до 15%) и хромита (2%), а также тончай-

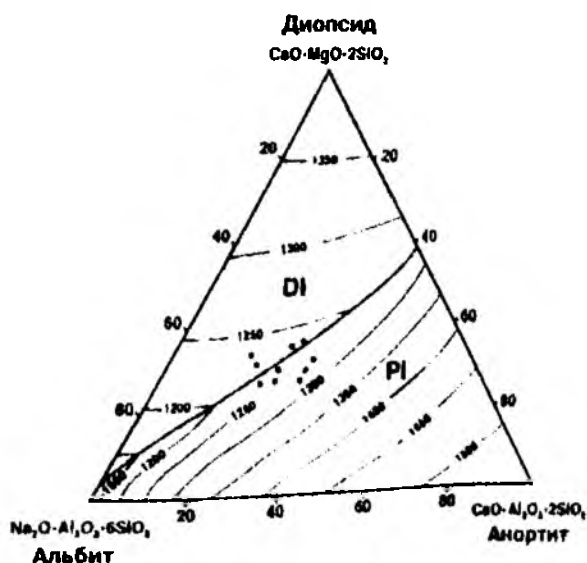
шие пленки стекла (до 15%); его структуры практически полнокристаллические (преимущественно сферолитовые), текстуры чаще однородные, массивные. Подобно базальтовому (пироксеновому), основной минеральный состав некоторых других распространенных видов каменного литья отражен в их вторых (в скобках) названиях: шлаковое (мелилитовое), светлокаменное (волластонит-пироксеновое), маложелезистое (жадеит-диопсидовое).

При производстве минеральной ваты вытекающий из печи жидкий расплав струей водяного пара или воздуха под давлением 0,7–1 МПа раздувается на отдельные капли, вытягивающиеся в этой струе в тонкие высокопористые волокна диаметром 5–12 мкм; не успевшие вытянуться затвердевшие капли (“корольки”) диаметром до 2–3 мм ухудшают качество получаемого продукта.

Наилучшим природным сырьем для базальтового (пироксенового) каменного литья являются магматические породы основного состава: диабазы, базальты, андезитобазальты, габбро-диабазы и близкие к ним по валовому химическому составу метаморфические и осадочные породы: сланцы, амфиболиты, глины, пески и др. Как показывает практика, наилучшими литейными свойствами обладают расплавы со следующим химическим составом (%): 43,5–49,0 SiO_2 ; 11,0–20,0 Al_2O_3 ; 9,0–16,0 CaO ; 5,0–11,0 MgO ; 2,0–7,0 FeO ; 1,2–5,5 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). На диаграмме системы “альбит–анортит–диопсид” (рис. 94) видно, что фигуративные точки пригодных для петруггического производства составов базальтов и диабазов различных месторождений располагаются близ котектической линии.

Если в расплаве повышенное содержание кремнезема либо глинозема более 50–51%, то он становится излишне вязким, плохо заполняет формы и трудно кристаллизуется. Оксид кальция и магния, закисное и окисное железо способствуют понижению вязкости и улучшению кристаллизационной способности расплавов. В случае по-

Рис. 94. Фигуративные точки составов пород (базальтов и диабазов различных месторождений), пригодных по составу для петруггического производства, на диаграмме альбит–анортит–диопсид (по Д.С. Белянкину)



ниженного содержания кремнезема (менее 40%) расплав отличается пониженной вязкостью, что также плохо, поскольку он быстро твердеет с образованием стекловатой микроструктуры и появлением трещин при охлаждении.

При предварительной оценке магматических горных пород основного состава как возможного петруггического сырья обычно пользуются петрографическими критериями: минеральным составом и структурой породы. В идеальном случае содержание основного плагиоклаза (лабрадор-битовнит) должно быть около 50%, а из темноцветных существенно магнезиальный оливин должен преобладать над авгитом (напомним, что возрастание основности плагиоклазов и увеличение содержания магнезиального оливина повышают температуру плавления породы и улучшают кристаллизацию расплава).

Благоприятным признаком служат кристаллически-зернистые интерсертальные и офитовые структуры, свидетельствующие о высокой кристаллизационной способности породы; наоборот, наличие в ней стекловатых витрофировой, гиалопилитовой и других структур говорит об обратном. Должны учитываться и такие признаки породы, как их однородность по всему месторождению, мелкозернистость, отсутствие ксенолитов и вкрапленников оливина и пироксена размером свыше 2 мм, невыветрелость.

Окончательная оценка о пригодности породы для каменного литья осуществляется в заводских условиях путем опытной плавки.

Такие жесткие требования, предъявляемые к качеству петруггического сырья и предполагающие выдержанность химического состава горной породы по всему месторождению или его крупным участкам (что не всегда наблюдается даже в крупных интрузивах), определяют его дефицит. Поэтому в каменнолитейной индустрии широко используются различные горные породы, которые в смеси с шихтовочными материалами (горными породами другого состава или шлаками горно-металлургических предприятий) по валовому химическому составу приближаются к оптимальному. Так, ультраосновные горнблендиты, обладающие высокой основностью, шихтуют кварцевым песком, а гранит, часто используемый для получения минеральной ваты, — основным металлургическим шлаком либо тем же горнблендитом.

При оценке месторождений петруггического сырья предполагается учет ряда экономических и природоохранных факторов. Учитывая большой объем перерабатываемой и транспортируемой горной массы, разработка этих месторождений производится лишь в экономически развитых районах вблизи перерабатывающих предприятий. Добыча, как правило, носит комплексный характер:

например, одновременно с сырьем для плавки получают и строительный камень. В качестве компонентов петруггического сырья все больше используют промышленные отходы: металлургические шлаки черной и цветной металлургии, топливные шлаки теплоэлектростанций, хвосты обогащения ГОКов, отвалы пород шахтных терриконов и др.

Главным геолого-промышленным типом месторождений петруггического сырья для базальтового литья являются крупные протяженные горизонты выдержанного состава и структуры в массивных базитовых магматических горных породах различного возраста. Последние могут быть представлены гипабиссальными интрузивными телами и дайками, покровами, потоками, силлами и экструзивными телами эффузивов.

Ко второму (подчиненному) типу относятся мощные горизонты метаморфических базитовых пород — амфиболитов, залегающих в толщах докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов. Расплав, получаемый из этих пород без шихтующих добавок, обладает хорошими литейными и кристаллизационными свойствами, но изделия из него при их высокой прочности уступают базальтовым по химической устойчивости.

Основные магматические и метаморфические породы, образующие продуктивные залежи месторождений обоих выделенных геолого-промышленных типов, используются для каменного литья в России и на Украине, в Чехии, Германии, Польше, Болгарии, Японии, а также Венгрии, Исландии, США, ЮАР и Ливии.

В России это месторождения Карелии, связанные с докембрийскими прионежскими габбро-диабазам и приладожскими амфиболитами, Норильского горно-рудного района с его мезозойскими трапповыми образованиями, Приморья, где широко представлены многочисленные рвушие и стратифицированные базальты и диабазы (например, покровные палеогеновые базальты совгаванской свиты). В Украине промышленный интерес представляют докембрийские амфиболиты. Мезозойские месторождения первого типа находятся в Армении и Грузии, а палеозойские — в Казахстане и на Урале.

В Прионежье габбро-диабазы образуют пологозалегающий массив площадью в несколько тысяч квадратных километров среди средне- и нижнепротерозойских метасадочных толщ. Массив вытянут вдоль западного побережья Онежского озера на 100 км, обнажаясь во многих местах. Мощность массива достигает 200 м, причем его верхняя часть, близкая по мощности к нижней, сложена кварцевыми габбро-диабазам изменчивого химического состава и поэтому непригодными для петруггии. Нижняя часть,

наоборот, характеризуется исключительным постоянством состава слагающих ее нормальных габбро-диабазов; именно отсюда добывается сырье, поставляемое на Кондопжский и Московский заводы каменного литья.

Один из крупнейших районов мира по добыче строительного камня и сырья для камнелитейного производства находится на северо-востоке США, вытягиваясь вдоль Атлантического побережья от Бостона на севере до Филадельфии на юге. В пределах этой полосы широким развитием пользуются покровы базальтов и силлы диабазов, переслаивающиеся с верхнеюрскими осадочными породами. Они выходят на поверхность в штатах Коннектикут, Массачусетс, Нью-Йорк, Нью-Джерси и Пенсильвания, слагая положительные формы рельефа. Их мощность изменяется от 15 до 300 м. Диабазовые силлы, как и базальтовые покровы, залегают согласно с напластованием вмещающих осадочных пород, но местами фиксируются и секущие взаимоотношения. Несмотря на близость составов базальтов и диабазов, последние отличаются полнокристаллическими, а не стекловатыми структурами, меньшей измененностью и менее развитой столбчатой отдельностью. На выходах этих диабазовых силлов и базальтовых потоков располагаются самые крупные в США карьеры по добыче камня для промышленного и дорожного строительства, а также диабазового петругического сырья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учение о полезных ископаемых не является чем-то неизменным: по мере развития геологической науки и практики неизбежно появление иных, нередко альтернативных представлений об условиях формирования и закономерностях размещения их месторождений — основных природных источников минерального сырья. С вовлечением в сферу промышленного использования все большего числа минералов и горных пород, изменением (большей частью ужесточением) кондиций на традиционное минеральное сырье, а порой непредсказуемым колебанием конъюнктуры на мировом рынке тех или иных полезных ископаемых, радикально меняется относительная экономическая значимость существующих геолого-промышленных и генетических типов месторождений и появление новых.

Неметаллические полезные ископаемые играют исключительную, все возрастающую роль во всех сферах материального производства. Известной особенностью подавляющего большинства видов неметаллического сырья является разнообразие их использования и, как следствие — различие требований к его качеству в зависимости от области применения. Знание этих требований необходимо геологу для правильной геолого-экономической оценки соответствующих месторождений. Однако в настоящем учебном пособии такого рода сведения приведены фрагментарно, как иллюстрации. В более полном виде эту информацию заинтересованный читатель может почерпнуть из соответствующих ГОСТов, технических условий и тому подобной специальной литературы.

Использование масс горных пород, перемещаемых при открытой и подземной разработке месторождений твердых полезных

ископаемых, переработка их руд и концентратов с извлечением наряду с основными возрастающего числа попутных компонентов, очистка жидкого и газообразного углеводородного сырья при его скважинной добыче и последующей глубокой переработке, улавливание газовых выбросов горно-химических и металлургических предприятий, утилизация гигантских масс техногенных отходов тепловых электростанций, металлургического, коксохимического и других производств — все это имеет не только первостепенное природоохранное, экологическое значение, но и является дополнительным (порой весьма существенным) источником агрохимического, индустриального, строительного и иного неметаллического минерального сырья либо его заменителем.

Несмотря на чрезвычайно масштабное развитие производств по синтезу наиболее дефицитного, высоколиквидного пьезооптического, камнесамоцветного, отдельных видов технического минерального сырья и модификации промышленно важных свойств его природных разновидностей, присущее многим промышленно развитым странам, его определяющим промышленным источником продолжают оставаться месторождения соответствующих геолого-промышленных и генетических типов, выявленные в немногих регионах определенного геологического строения и минерагенической специализации.

В современных условиях глобализации мировой экономики совершенствование минерально-сырьевой базы предполагает транснациональную кооперацию при поисках и разведке новых месторождений (в первую очередь крупных и весьма крупных) в наиболее перспективных регионах планеты (включая акватории Мирового океана), международное разделение труда по добыче и переработке минерального сырья с использованием передовых технологий, самой совершенной техники и с учетом экономических, социальных и политических интересов отдельных стран, укрепление взаимовыгодных торговых связей между странами по поставкам дефицитного минерального сырья и продуктов его переработки, оперативное введение в горно-геологическую практику последних мировых достижений наук о Земле.

Россия с ее громадным минерально-сырьевым потенциалом занимает лидирующие позиции в мире по запасам апатита, хлоридных и хлоридно-магниевого калийных солей, кристаллического магнезита, хризотил-асбеста, листового мусковита, скрытокристаллического графита, алмазов. В то же время в России практически отсутствуют месторождения высококачественных фосфоритов, щелочных бентонитов, кристаллического чешуйчатого графита, кускового флюорита (плавикового шпата), амфи-

бол-асбестов. Слабо подготовлены для эксплуатации имеющиеся месторождения апокарбонатного талька, барита, плотнокристаллического графита, кварцевого, пьезооптического и других видов камнесамоцветного сырья, обеспечивающих научно-технический прогресс в различных отраслях промышленности и наукоемких технологий. Практически отсутствует сырьевая база природных минеральных сорбентов — цеолитов, диатомитов, трепелов, опок, перлита, вермикулита, бентонитовых, палыгорскитовых и сепиолитовых глин и других, незаменимых для решения экологических проблем охраны и реабилитации природной среды.

Для кардинального решения этих задач необходимо резкое усиление геолого-поисковых, оценочных и разведочных работ, их юридическое и научно-методическое обоснование, современное аналитическое, техническое и технологическое обеспечение; необходимо скорейшее восстановление утраченных тесных связей в некогда едином минерально-сырьевом комплексе на всем постсоветском пространстве, а также налаживание взаимовыгодных экспортно-импортных поставок минерального сырья и продуктов его переработки с другими, в первую очередь с сопредельными (Китай, Монголия, Финляндия и др.) странами.

- Аксенов Е.М., Ведерников Н.Н., Чуприна Н.С., Рябикин В.В.* Агрономическое и горно-рудное сырье на рубеже XXI в. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 2000. № 5-6. С. 7-15.
- Бирюков В.С., Боков В.Г., Габак Н.Ф. и др.* Минеральные ресурсы России. Вып. 1. Наиболее дефицитные виды минерального сырья (сера, калийные соли, каменная соль, фосфаты, плавиковый шпат, барит, бентонит, каолин). М.: ВИЭМС, 1994. 143 с.
- Бирюков В.С., Боков В.Г., Гросман Э.Д. и др.* Минеральные ресурсы России. Вып. 4. Неметаллические полезные ископаемые (Горно-химическое сырье. Горно-техническое сырье. Сырье для металлургии). М.: ГЕОС, 1999. 145 с.
- Боков В.Г., Гросман Э.Д., Данильянц С.А. и др.* Минеральные ресурсы России. Вып. 5. Неметаллические полезные ископаемые (Горно-техническое сырье. Строительные материалы). М.: ГЕОС, 2000. 118 с.
- Годовиков А.А.* Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
- Граменицкий Е.М., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др.* Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир, 2000. 416 с.
- Дистанов У.Г.* Принципы классификации неметаллических полезных ископаемых. Вып. 10. М.: ВИЭМС, 1990.
- Карякин А.Е., Строна П.А., Шаронов В.Н. и др.* Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., 1985. 286 с.
- Кужварт М.* Неметаллические полезные ископаемые. М., 1986. 472 с.
- Лыгина Т.З.* Методические основы комплексной оценки состава и свойств неметаллических полезных ископаемых: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 2001. 50 с.
- Михеев В.Г.* Неметаллические полезные ископаемые. Красноярск, 2003. 159 с.
- Неметаллические полезные ископаемые СССР / Под ред. В.П. Петрова. М., 1984. 407 с.
- Нетрадиционные виды нерудного сырья. М.: Недра, 1990.
- Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.
- Петров В.П.* Важнейшие неметаллические полезные ископаемые (Строительные материалы. Кремнистые минералы и горные породы). М.: Недра, 1992. 361 с.
- Петрография / Под ред. А.А. Маракушева. Ч. I-III. М., 1976-1986.

Прогнозно-поисковые комплексы геолого-промышленных типов неметаллических полезных ископаемых / Под ред. Н.Н. Ведерникова, А.С. Филько. М.: Недра, 1989. 203 с.

Разведка и охрана недр. М.: Недра, 2003. № 3. 64 с.

Романович И.Ф. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. М., 1986. 366 с.

Романович И.Ф., Коплус А.В., Тимофеев И.Н. и др. Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., 1982. 207 с.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989. 326 с.

Шило Н.А. Учение о россыпях. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.

Harben P.W., Bates R.L. Geology of the Nonmetallics. N.Y., 1984. 393 p.

К главе 1

Вейдерма М.А., Пуура В.А. Месторождения фосфоритов // Итоги науки и техники. Неметаллические полезные ископаемые. 1988. Т. 6. 146 с.

Геолого-промышленная оценка месторождений апатита / Под ред. А.С. Филько, Р.М. Файзуллина, М.А. Свирского. М., 1985. 196 с.

Киперман Ю.А., Комаров М.А. Агрономические руды и минеральные удобрения на рубеже XXI в. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1998. № 4. С. 38–44.

Киперман Ю.А., Комаров М.А., Филько А.С. Особенности минерально-сырьевой базы фосфатов. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1996. № 5. С. 13–16.

Киперман Ю.А., Соколов А.С. Конъюнктура минерального сырья. Фосфаты. М.: ВИЭМС, 1994. Вып. 14. 65 с.

Минеральное сырье. Фосфатные руды / М.И. Карпова, А.И. Ангелов. М.: Геоинформмарк, 1998. 42 с.

Фахрутдинов Р.З., Карпова М.И., Зеленихин В.А. и др. Минерально-сырьевая база фосфатных и нетрадиционных агрохимических руд Сибири и Дальнего Востока: перспективы освоения. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1999. № 6. С. 6–11.

Филько А.С., Файзуллин Р.М., Карпова М.И. и др. Фосфатные руды России. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1994. № 5. С. 18–25.

Фосфатное сырье / А.И. Ангелов, Б.В. Левин, Ю.Д. Черненко. М.: Недра, 2000. 120 с.

Холодов В.Н. Проблемы возникновения эпох фосфоритообразования в истории Земли // Геология рудных месторождений. 2002. 44. № 5. С. 371–385.

Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Еганов Э.А. и др. Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 1999. 207 с.

К главе 2

Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков / Под ред. Г.М. Вдовиченко, А.С. Зверева, А.С. Соколова (отв. ред.), Ю.Ф. Шмелькова. М., 1974. 204 с.

Геология и геохимия неметаллических полезных ископаемых / Под ред. В.И. Кытык, О.И. Петриченко, Е.П. Сливко, Б.И. Сребродольского. Киев, 1982. 144 с.

Минеральное сырье. Сера / Н.Б. Валитов. М.: Геоинформмарк, 1997. 36 с.

Прогноз и поиски месторождений фосфатного и горно-химического сырья / Под ред. Н.Н. Ведерникова. М.: Недра, 1990. 107 с.

К главе 3

Вулканогенно-плутонические ассоциации зоны перехода от континента к океану / Под ред. Ф.Г. Федчина. Владивосток, 1979. 168 с.

- Озол А.А. Бороносность галогенных и вулканогенно-осадочных формаций мира // Геологические методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых. М., 1979. 66 с.
- Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Железonoсный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. М., 1988. 235 с.
- Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Таежное месторождение // Геология рудных месторождений. 2002. 44. № 1. С. 3–21.

К главе 4

- Баталин Ю.В., Ведерников Н.Н., Вишняков А.К., Чайкин В.Г. Минерально-сырьевая база России. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1999. № 4. С. 12–19.
- Инструкция по применению классификации запасов к озерным месторождениям солей. М., 1985. 40 с.
- Минеральное сырье. Соли минеральные / Ю.В. Баталин, Р.Р. Туманов, И.Н. Тихвинский, А.К. Вишняков, В.А. Хусмутдинов, В.А. Копейкин. М.: Геоинформмарк, 1999. 74 с.
- Тихвинский И.Н. Методические рекомендации по проведению общих поисков при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000. Калийные соли. Казань, 1988. 48 с.

К главе 5

- Ведерников Н.Н. Геологические модели и парагенезис месторождений полезных ископаемых (на примере месторождений асбеста) // Геологические методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 3. М.: ВИЭМС. 1993.
- Золотов К.К., Шмаина М.Я., Чемякин В.И., Башта К.Г. Поиски, разведка и промышленная оценка месторождений хризотил-асбеста. М., 1979. 94 с.
- Месторождения антофиллит-асбеста СССР / Под ред. И.Ф. Романовича. М., 1975. 247 с.
- Минеральное сырье. Асбест / Н.Н. Ведерников, В.С. Полянин, И.Ф. Романович. М.: Геоинформмарк, 1999. 41 с.

К главе 6

- Арутюнов В.В., Чайков Б.А. Конъюнктура минерального сырья. Вермикулит. М.: ВИЭМС, 1992.
- Арутюнов В.В., Чайков Б.А. Конъюнктура минерального сырья. Мусковит и флогопит. М.: ВИЭМС, 1991.
- Жуков Н.А., Жукова И.А., Сапожникова Л.Н., Ткачев А.В. Основные геолого-промышленные типы пегматитовых жил с крупнолистоватым мусковитом. М.: Геоинформмарк, 1992.
- Макрыгина В.А., Макагон В.М., Загорский В.Е., Шмакин Б.М. Гранитные пегматиты. Т. 1. Слюданосные пегматиты. Новосибирск: Наука, 1990. 233 с.
- Минеральное сырье. Слюда / А.В. Ткачев, А.Ш. Гершенкоп. М.: Геоинформмарк, 1997. 44 с.
- Ткачев А.В., Щербиков Н.А., Щербакова Т.А. Сырьевая база мусковита России: перспективы освоения и развития. Минерально-сырьевая база России. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 2002. № 3. С. 10–17.

К главе 7

- Лобзова Р.В. Графит и щелочные породы района Ботогольского массива. М., 1975. 124 с.

Минеральное сырье. Графит / В.А. Тимесков. М.: Геоинформмарк, 1997. 31 с.
Смирнов О.М., Крушенко Г.Г. Курейское месторождение графита — перспективы его разработки. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1994. № 1. С. 25–27.
Kuzvart M. Loziska nerudnich surovin CSR Universita Karlova. Praha, 1983. 521 p.

К главе 8

Геология и генезис флюоритовых месторождений / Под ред. А.Д. Щеглова. Владивосток, 1986. 180 с.
Коплус А.В. Минерально-сырьевая база мира и России: состояние, освоение и перспективы развития. Плавиковый шпат // Минеральное сырье. М.: ВИМС, 2000. № 5. Сер. Геолого-экономическая. 86 с.
Коплус А.В., Строганова Л.И. О состоянии и необходимости укрепления минерально-сырьевой базы флюорита России. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1992. № 4. С. 28–31
Месторождения Забайкалья. Т. 1. Кн. 2. (Флюоритовые месторождения. С. 179–210) / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Геоинформмарк, 1995. 244 с.
Самсонов Я.П., Савельев А.К. Геология месторождений фторсодержащего сырья. М., 1980. 216 с.

К главе 9

Ахманов Г.Г., Васильев Н.Г., Булаткина Т.А., Егорова И.П. Атлас руд баритовых месторождений. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2000. 140 с.
Ахманов Г.Г., Васильев Н.Г., Булаткина Т.А., Егорова И.П. Сырьевая база барита и перспективы ее развития. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1995. № 5. С. 13–18.
Бариты за рубежом / Геоинформмарк. М., 1993. Вып. 6.
Калита В.А. Конъюнктура мирового рынка “небурового” барита. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1999. № 5. С. 54–57.
Минеральное сырье. Барит. М.: Геоинформмарк, 1997.
Савельев А.К. Геология баритовых месторождений. М., 1978. 190 с.
Юшкин Н.П., Кунц А.Ф., Таранина Т.И. Бариты Уральско-Пайхойской провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 337 с.

К главе 10

Атлас природных промышленных цеолитовых руд. М.: НСОММИ, 1994. № 84.
Дистанов У.Г., Михайлов А.С., Конюхова Т.П. и др. Природные сорбенты СССР. М.: Недра, 1990.
Месторождения Забайкалья. Т. 1. Кн. 2 (Промышленная цеолитонность Забайкалья, с. 211–239) / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Геоинформмарк, 1995. 244 с.
Минеральное сырье. Природные адсорбенты / У.Г. Дистанов, Т.П. Конюхова. М.: Геоинформмарк, 1999.
Минеральное сырье. Цеолиты / А.С. Михайлов, У.Г. Дистанов. М.: Геоинформмарк, 1999. 30 с.
Михайлов А.С. Природные цеолиты. Неметаллические полезные ископаемые. М., 1984.
Нахождение, свойства и применение природных цеолитов (на англ. яз.) / Под ред. Д. Калло, Х.С. Шерри. Будапешт, 1988. 857 с.

К главе 11

Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинские месторождения магнетитов на Южном Урале. М., 1983. 88 с.

Арутюнов В.В., Чайков Б.А. Конъюнктура минерального сырья. Вып. 2. М.: ВИЭМС, 1991. 25 с.

Высокомagneзильное минеральное сырье / Под ред. В.П. Петрова. М.: Наука, 1991. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям магнезита и брусита. М., 1983.

Смолин П.П., Шевелев А.И., Урасина Л.П. и др. Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита. М., 1984. 318 с.

Шевелев А.И. Магнезильное сырье России. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 2001. № 1. С. 14–20.

Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань, 2003. 162 с.

К главе 12

Арутюнов В.В., Чайков Б.А. Конъюнктура минерального сырья. Вып. 6. М.: ВИЭМС, 1992. 28 с.

Магматические и метаморфические формации Урала / Под ред. В.С. Шарфмана. М., 1987. 188 с.

Романович И.Ф., Саетгалеев Я.Х., Рахматуллин Э.Х. Минеральное сырье. Тальк и пирофиллит / Науч. ред. Н.Н. Ведерников. М.: Геоинформмарк, 1998. 38 с.

Синяковская И.В., Зайков В.В. Типы пирофиллитовых месторождений в складчатых поясах // Уральский минералогический сборник. 2000. № 10. С. 142–169.

Тохтасьев В.С., Хайруллина Г.З., Саетгалеев Я.Х. Минерально-сырьевая база талька: состояние и перспективы развития. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1995. № 6. С. 6–13.

Шевелев А.И. Алгуйское месторождение маложелезистого талька. Казань, 2002. 130 с.

К главе 13

Дроздов В.П., Мирочников И.И., Коваленко В.П. Жильный кварц СССР и перспективы его промышленного использования. М., 1979. 66 с.

Киевленко Е.Я. Геология и оценка месторождений исландского шпата. М., 1974. 158 с.

Минеральное сырье. Пьезооптическое сырье / Ю.А. Шатнов, А.Я. Зюзин. М.: Геоинформмарк, 1998. 43 с.

Мусафонов В.М., Серых Н.М. Сырьевая база природного особо чистого кварца. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1997. № 2. С. 7–10.

Синтез минералов. Т. 1. 2-е изд. / Отв. ред. Б.А. Дороговин. Александров: ВНИИ-СИМС, 2000. 662 с.

Юшкин Н.П. Оптический флюорит. М., 1983. 134 с.

К главе 14

Алмазы и алмазоносность Тиманско-Уральского региона: Мат-лы Всероссийского совещ. 24–26 апреля 2001 г. УО РАН Коми НЦ, Ин-т геологии. Сыктывкар, 2001. 239 с.

Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.

Вечерина О.П., Левченко В.А., Никулин А.М. и др. Мировая добыча алмазов; цифры, факты, события. 2-е изд. М.: Восточная литература РАН, 2001. 310 с.

Каминский Ф.В. Новый генетический тип промышленно-алмазоносных пород — лампроиты Западной Австралии // Экономика минерального сырья и геолого-разведочных работ. М., 1987. 47 с.

Кимберлиты Лесото (на англ. яз.) / Под ред. П.Х. Никсона. Лесото, 1973. 350 с.

- Колосов А.В. Промышленные типы месторождений алмазов. СПб.: Изд-во СПбГГИ, 2002. 78 с.
- Кротков В.В., Кудрявцева Г.П., Богатилов О.А. и др. Новые технологии разведки алмазных месторождений / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: ГЕОС, 2001. 310 с.
- Минеральное сырье. Алмазы / В.И. Ваганов. М.: Геоинформмарк, 1998. 51 с.
- Синтез минералов. Т. 3. 2-е изд. / Отв. ред. Б.А. Дороговин. Александров: ВНИИ-СИМС, 2000. 416 с.
- Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. М.: Недра, 1997. 601 с.
- Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

К главе 15

- Балашов В.С., Лисицина Е.Е. Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. М.: Недра, 1981.
- Гранитные пегматиты. Т. 3. (Миароловые пегматиты) / Под ред. Б.М. Шмакина. Новосибирск: Наука, 1999. 400 с.
- Киевченко Е.Я. Геология самоцветов. М.: Земля, 2000. 582 с.
- Корнилов Н.И., Солодова Ю.П. Ювелирные камни. М., 1986. 282 с.
- Минеральное сырье. Камнесамоцветное сырье / И. Коваленко, Т.Г. Костепова, А.А. Смирнов, Т.В. Соболева, Е.М. Сучкова, Л.Н. Шулаева. М.: Геоинформмарк, 1998. 78 с.
- Самсонов Я.П., Цветков Ю.Г. Мировой рынок цветных камней // Экономика минерального сырья и геолого-разведочных работ. М., 1982. 60 с.
- Синтез минералов. Т. 2. 2-е изд. / Отв. ред. Б.А. Дороговин. Александров: ВНИИ-СИМС, 1998. 296 с.
- Смирнов А.Н., Коровкин В.А. Янтарь шельфовых областей России. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 2001. № 3. С. 29-33.
- Смит Г. Драгоценные камни. М., 1980. 586 с.
- Спиридонов Э.М. Генетические типы месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: Изд-во МГУ, 2000. 61 с.
- Юсипов А.А., Чупров В.И., Юсипов Р.А. Мировой рынок цветных камней и минералов. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1999. № 4. С. 52-58.

К главе 16

- Арутюнов В.В., Чайков Б.А. Конъюнктура минерального сырья. Вып. 1. Гипс и ангидрит. М.: ВИЭМС, 1991.
- Арутюнов В.В., Чайков Б.А. Конъюнктура минерального сырья. Вып. 16. Цементное сырье. М.: ВИЭМС, 1993.
- Боков В.Г. Конъюнктура минерального сырья. Вып. 16. Цементное сырье. М.: ВИЭМС, 1999.
- Груцек М., Рой Д. Минералогия портландцемента // Минералогическая энциклопедия. Л., 1985. С. 168-172.
- Минеральное сырье. Кремнеземное сырье / Л.И. Строганова. М.: Геоинформмарк, 1997. 19 с.
- Минеральное сырье. Цементное сырье / Н.П. Чернышов, Ю.В. Семеновский. М.: Геоинформмарк, 1998. 31 с.

К главе 17

- Васянов Г.П., Горбачев Б.Ф., Чуприн Н.С. Перспективы развития сырьевой базы каолинового сырья на территории Российской Федерации. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 1993. № 2. С. 24-28.

- Минеральное сырье. Каолин / Б.Ф. Горбачев, Н.С. Чуприна. М.: Геоинформмарк, 1998. 40 с.
- Минеральное сырье. Сырье керамическое / Б.Ф. Горбачев, В.М. Гонюх, А.В. Корнилов. М.: Геоинформмарк, 1998. 22 с.
- Минеральное сырье. Фарфоровые камни / Г.П. Васянов. М.: Геоинформмарк, 1998. 22 с.

К главе 18

- Арутюнов В.В., Чайков Б.А.* Конъюнктура минерального сырья. Стекольное сырье. М.: ВИЭМС, 1994.
- Кузнецов А.В., Шаманский И.Л., Миропольская Г.Л., Туманова Е.С.* Формовочные и стекольные пески СССР. М., 1981. 192 с.
- Минеральное сырье. Песок кварцевый / Г.И. Бирюлев, В.М. Гонюх, Е.В. Бобрикова, А.В. Корнилов. М.: Геоинформмарк, 1999. 37 с.
- Минеральное сырье. Сырье стекольное / Г.И. Бирюлев, В.М. Гонюх, А.В. Корнилов. М.: Геоинформмарк, 1999. 27 с.
- Цехомский А.М., Карстенс Д.И.* Кварцевые пески, песчаники и кварциты СССР. Л.: Недра, 1982.

К главе 19

- Арутюнов В.В., Чайков Б.А., Кучерук Е.В.* Конъюнктура минерального сырья. Вып. 13. Природные облицовочные камни. М.: ВИЭМС, 1993.
- Минеральное сырье. Камни облицовочные / Ю.В. Сементовский. М.: Геоинформмарк, 1998. 25 с.
- Минеральное сырье. Сырье песчано-гравийное / Ю.В. Сементовский, Г.Н. Бирюлев. М.: Геоинформмарк, 1998. 24 с.
- Осколков В.А.* Облицовочные камни месторождений СССР. М., 1982. 192 с.

К главе 20

- Ковальский Ф.И., Наседкин В.В., Сергеев Н.И., Сергеева К.А.* Минеральное сырье. Перлит. М.: Геоинформмарк, 1998.
- Крупа А.А., Наседкин В.В., Свидерский В.А., Безорудько О.В.* Комплексная переработка и использование перлита. Киев, 1988.
- Минеральное сырье. Шунгит / С.Г. Глебашев. М.: Геоинформмарк, 1999. 17 с.
- Перлиты / Под ред. В.В. Наседкина, В.П. Петрова. М., 1981. 293 с.

К главе 21

- Сычев Ю.И.* Каменное литье // Горная энциклопедия. М., 1986. Т. 2. 510 с.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Абагатуйское, флюорит 174
Авдеевское, кварцевый песок 403
Адаг, флюорит 174
Адзуми, сера 52
Азери, фосфориты 43
Айдагское, цеолиты 216, 218–221
Айхал, алмазы 292, 307
АК-1, алмазы 292, 303–305
Акаива, барит 205
Акаи, сера 52
Ак-Архар, бор 67
Аксай, фосфориты 33, 35
Актотракское, хризотил-асбест 117
Алгуйское, тальк 243, 244
Алданский район, флогопит 133, 136, 144–146
Александр-Бей, алмазы 300
Алексеевское, каолин 382
Алексеевское, опока, мел 368, 374–376, 430
Алексеевское, сера 53
Алнейское, перлит 430
Альбижуа, флюорит 185
Амдерминское, флюорит 174
Андамука, опал 340, 341
Андхра Прадеш район, мусковит 136, 138, 140
Анказобе, топаз 333
Антюлли-Маркиза, флюорит 185
Антюлли-Шароньер, флюорит 185
Апшринское, барит 192, 193, 200–202
Аравийско-Нубийский бассейн, фосфориты 37
Арагацкое, перлит 430
Арпакленское, барит, витерит 192, 194
Артени, перлит 430
Артикское, туфы 421–422
Архангельская провинция, алмазы 292, 311–314
Аспогашское, хризотил-асбест 118
Атакайское, цементное сырье 371
Атемарское, цементное сырье 368
Аурахматское, флюорит 174
Ахалцихское, халцедон 338
Ашинское, фосфориты 33
Багангода, сапфир 323
Баженовское, хризотил-асбест 117
Байе-Верте, хризотил-асбест 117
Баканское, опока 371
Бакванга, алмазы, благородная шпинель 292, 349
Бакингом, графит 155
Баллино, барит 193
Бар Ривер, кварциты 403
Баскунчак озеро, каменная соль 87, 89, 90–92
Бауи, цеолиты 224
Белая Зима, апатит, франколит 19, 29–30
Белле-Плейн, калийные соли 102–103
Белорусский (Припятский) бассейн, калийные соли 90, 97
Беляевское, каолин 382
Березовское, магнезит 229
Березовское, флюорит 174
Бериктас Ргайты, флюорит 182

- Бигадиш, бор 68
 Бикинское, фарфоровый камень 383
 Бираканское, тальк 243
 Бирюзакаанское, бирюза 354
 Бихар район, мусковит 136, 138–139
 Блу-Маунтин, нефелин 383
 Блэк-Дональд, графит 155, 160–161
 Блэк-Лейк, хризотил-асбест 117
 Бобровское, демантоид 349
 Бови бассейн, каолиновые глины 385, 386
 Бодракское, известняки 422–423
 Бориславское, калийные соли 103
 Боровичско-Любытинское, огнеупорные глины 382
 Бороундар, флюорит 174
 Борусское, жадеит 353
 Ботокольское, графит 155, 156–158
 Ботуобинская, алмазы 292, 307
 Боухилл, алмазы 303
 Бритасхаген, керамические пегматиты 391
 Брокярр, керамические пегматиты 391
 Бутетсайское, антофиллит-асбест 119, 127–129
 Булфонтейн, алмазы 292
 Бунайское, хризотил-асбест 117
- Вавдос** рудное поле, магнетит 234–237
Вандаги район, алмазы 305
Вангырское, хризотил-асбест 118
Варгбергет, керамические пегматиты 391
Ватиха, аметист 338, 343, 344
Вашингтон округ, барит 209
Вегод-Сан-Жоан, изумруды 326
Велико-Гадоминецкое, каолин 382
Вельке-Врбно-Константин, графит 165–166
Венеция, алмазы 292
Весселтон, алмазы 292
Ветровая местность, сера 52
Вила-Рика, топаз 333
Вилла-Гроув, бирюза 354
Водинское, сера 53
Вознесенское, флюорит 175–178
Возрождение, гранит-рапакиви 414
Волтенье, флюорит 185
Вольские, цементное сырье 362, 368, 372–374, 430
Восточно-Атласский бассейн, фосфориты 37
Восточно-Монгольский пояс, флюорит 178–181
Восточный Кимберли (Аргайл) район, алмазы 303
- Вяземское**, песчано-гравийно-валунные смеси 412
Вязовское, гранулированный кварц 267
Вятско-Камское, фосфориты 32
- Габбское**, брусит 228
Гай, пирофиллит 245
Гарнет-Ридж, шпинель 349
Гаурдакское, сера 53
Гевернур, тальк 243
Гилдаки, магнетит 235
Глуховецкое, каолин 382
Говернадор, берилл 326
Горлыкгольское, нефрит 353
Грейнвилл, графит 155
Грейстон, барит 193
Гржибов, сера 53
Гриба, алмазы 292, 313
Гулинское, флогопит 136
Гусевское, фарфоровый камень 383, 396–399
Гута-Бирюсинский район, мусковит 133
- Дальнегорское**, бор 67, 68–71
Дарбишир район, флюорит 174
Дарем район, огнеупорные и кирпичные глины 386
Даринское, флюорит 174
Де Бирс, алмазы 292, 349
Девоншир район, каолины, каолиновые глины 393
Джаксы-Клыч, соли 89
Джалаирское, барит 193
Джанатас, фосфориты 33, 35–36
Джетыгаринское, хризотил-асбест 117
Джеффри, хризотил-асбест 117
Джорджина бассейн, фосфориты 31
Джаберское, перлиты 430
Дзегви, цеолиты 216
Дзун-Цаган-Дель, флюорит 174, 179
Диллон, графит, тальк 155, 243
Дровнинское, песчано-гравийно-валунные смеси 412
Дрождяк, барит 192
Дувал, сера 53
Дютойтспен, алмазы 292
- Егановское**, кварцевый песок 403–405
Егорьевское, фосфориты 32, 39–42
Езерко, сера 53
Еленовское, цементное сырье 362
Ельдигинское, керамзитовые глины 430–431

- Ельничное, магнезит 229
 Елы-Су, барит 192
 Ессейское, апатит 19
 Ешкеульмесское, хризотил-асбест 117
 Жекитиньони, берилл 327
 Завальевское, графит 155, 161–164
 Заглеркогель, магнезит 228
 Залаирское, гипс 370, 371
 Заозерное, сера 52
 Западно-Атласский бассейн, фосфориты 37, 39
 Западно-Сахарский бассейн, фосфориты 37
 Западный Кимберли район, алмазы 302
 Запаленица, барит 192
 Запиваловское, тальк 244
 Зарница, алмазы 292
 Звартклуф, флюорит 175
 Звозское, гипс 371
 Зикеевское, опока, мел 368
 Златник, барит 192
 Золотой Курган, бор 67
 Зун-Оспинское, нефрит 353
 Ибу, рубин 322
 Иджеванское, халцедон 338
 Изумрудные Копи район, изумруд 326, 327–329, 332
 Илецкое, каменная соль 90, 93–94
 Ильчирское, хризотил-асбест 117
 Индерское, бор 68, 81–83
 Инзенское, высококремнистые породы 368, 430
 Ирбитское, опока, мел 368, 430
 Иреляхское, алмазы 293, 310–311
 Ироманга, опал 340
 Ист-Броутон, хризотил-асбест 117
 Итая, цеолиты 216, 217
 Ифемнина, топаз 333
 Ихальское, графит 155
 Його-Галч, сапфир, рубин 319
 Калангуйское, флюорит 174
 Калберсон, сера 53
 Калвиньярдах, алмазы 303
 Калигуман, изумруд 326
 Калканское, яшма 339
 Калуси-Голыинское, калийные соли 103
 Камышловское, опока, мел 368, 430
 Канди, сапфир 324, 325
 Као, алмазы 292, 294
 Кара-Ботаз-Гол залив, соли 89
 Кара-Кудукское, тальк 244
 Каратау бассейн, фосфориты 31, 33–37
 Карачаевское, хризотил-асбест 117
 Карело-Кольский район, мусковит 133, 136
 Карпинского-1, 2, алмазы 292, 312
 Картерс-вилла, барит 209
 Карчисайское, граниты 383
 Касаи-Лунда, алмазы 293
 Кассиар, хризотил-асбест 117
 Катока, алмазы 292
 Катхе, рубин 322
 Кварцитовая Сопка, барит 191
 Кемие район, керамические пегматиты 391, 392
 Киембаевское, хризотил-асбест 117
 Кимберли, алмазы 292, 349
 Кингисеппское, фосфориты 32
 Кине, хризотил-асбест 118
 Киргизское, опока, мел 430
 Киргитейское, тальк 243, 244, 252–257
 Кияккян, рубин 322
 Клинтон-Крик, хризотил-асбест 117
 Коашва, апатит, нефелин 18, 21, 22
 Ковдорское, апатит, франколит, флогопит, вермикулит 19, 133, 136, 146–151
 Коелгинское, мрамор 419–420
 Кокдзон, фосфориты 33–35
 Коксу, фосфориты 33, 35
 Колан, рубин 322
 Коломенское, песчано-гравийно-валунные смеси 412
 Корнуолл район, фарфоровый камень, каолины, каолиновые глины 383
 Коскес, изумруд 326, 329
 Коффифонтейн, алмазы 292
 Кочинца, магнезит 228
 Козгас-Грикватаун (Приска) район, амфибол-асбест 126
 Крамер (Борон), бор 68, 77–79
 Красная Поляна, тальк 248–252
 Красное озеро, обсидиан 346
 Криворожский район, графит 162
 Кубер-Педн, опал 341
 Кудая, тальк 245–248
 Кузнецхинское, гранулированный кварц 267
 Кукисвумчюрр, апатит, нефелин 18, 21, 22
 Куликовское, цеолиты 216
 Кульдурское, брусит 228, 238–240
 Куль-Юрт-Тау, пиррофиллит 245, 257–260

- Кумдыкальское, алмазы 294
 Кунварари, магнезит 228
 Курейское, графит 155, 166–169
 Курсель-Фремой, флюорит 185
 Курувита, сапфир 323
 Куруман район, амфибол-асбест 126
 Кусацу-Сиране, сера 52
 Кутаисские, барит 192
 Кухилал, шпинель 347
 Кучук озеро, соли 87, 89, 92–93
 Кыштымские, гранулированный кварц 267, 274–276
 Кыятпинн, рубин 322
- Лабинское, хризотил-асбест 117
 Лайбинь, барит 193
 Лайденбургский участок, амфибол-асбест 124
 Лаймстон-Крик, алмазы 293, 304
 Лайтинг-Ридж, опал 340, 341
 Лайюань, хризотил-асбест 118
 Ламберт-Бей, алмазы 300
 Ларинское, гранулированный кварц 267
 Лас-Кай, апатит 19
 Латненское, огнеупорные глины 382, 388–391
 Левиатан, сера 52
 Ленинградская, алмазы 292
 Летсент-ла-терае, алмазы 292, 294–299
 Либби, вермикулит 136
 Ллано, тальк 243
 Ломоносова, алмазы 292, 312
 Луда, рубин 322
 Лулекоп, флогопит, вермикулит 136
 Лусовитис, магнезит 235
 Люберецкое, кварцевый песок 403
 Люзенак, тальк 243
 Лютогское, цеолиты 216
 Ляонин, магнезит 228
- Маган, флогопит 136
 Маджгаван, алмазы 292
 Максовско-Забогинское, шунгит 430, 431
 Малотойваймское, сера 52
 Мамгампет, барит 193
 Мамско-Чуйский район, мусковит 133, 136, 141–144
 Марамбайя, берилл, горный хрусталь 327, 335
 Марини-сюр-Ионн, флюорит 185
 Марково-Россилянское, калийные соли 103
- Марше район, флюорит 185
 Маукское, гранулированный кварц 267
 Мацуо, сера 52
 Машаба, хризотил-асбест 117
 Мвадуи, алмазы 288, 292, 349
 Мвакамбико, аметист 338
 Медведевское, барит 193
 Медведевское, тальк 244
 Местски-Врх, графит 164
 Миасский район, тальк 244, 248, 252
 Минами-Шираои, барит 205–207
 Минас-де-Навидад, флюорит 174
 Мир, алмазы, шпинель 292, 307, 310, 349
 Мишрак, сера 53, 56–60, 63
 Могок, рубин, сапфир 322
 Могокский район, рубин, сапфир, шпинель 320–322, 347
 Молодежное, хризотил-асбест 117, 119–122
 Морван район, флюорит 175, 184–188
 Мотара, сапфир 325
 Музо, изумруд 326, 329, 330, 331
 Мульводжское, тальк 243
 Мурзинское, графит 155
 Мустард, изумруд 326
 Мэдок, тальк 243
 Мягрозерское, шунгит 430
- Наранское, флюорит 174
 Неллор пояс, мусковит 140–141
 Немировское, сера 53
 Непский бассейн, калийные соли 90
 Нигозерское, шунгит 430–433
 Нижнесаянское, апатит, франколит 19
 Нижнетунгусские, исландский шпат 282–285
 Никольское, магнезит 229
 Нильсия, кварциты 403, 407–408
 Нишапурские Копи, бирюза 354
 Но Аква Пикс, перлиты 433–435
 Ново-Андреевское, каолин 382
 Новое, сера 52, 54–56
 Новомосковское, гипс 371, 376–377
 Новополтавское, апатит, франколит 19
 Новороссийские, цементное сырье 357, 362, 371–372
 Новоселковское, кварцевый песок 403
 Ногинское, графит 155, 167
 Ноембрянское, цеолиты 216
 Норткумберленд, глины 386
 Нью-Йорк, апатит, нефелин 21, 22
 Нью-Амиантус, хризотил-асбест 117
 Нюрбинская, алмазы 292

- Огайо штат, цементное сырье 357, 362
 Огуси, сера 52
 Озор, флюорит 174
 Окураруиши, барит 205
 Ола-Малтан, агат, аметист 344
 Олений Ручей, апатит, нефелин 18, 21, 22
 Онотское, тальк 243
 Орапа, алмазы 288, 292
 Орискани, кварцевые песчаники 403
 Оршанское, песчано-гравийно-валун-
 ные смеси 412
 Оспинское, нефрит 353
 Отари-Матсукура, барит 205
 Оуру-Прету, берилл, топаз 326, 333, 335

 Палабора, апатит 28
 Пала-Чиф, берилл 326
 Памирский район, флогопит 136
 Пао-Чоу, хризотил-асбест 118
 Параванское, перлиты 430
 Пегасское, цеолиты 216
 Педра-Асул, берилл, топаз 327, 335
 Пелмандулла, сапфир 323
 Пело-Мало, серпентиниты 424-425
 Пеньяс-Бланкас, изумруд 329
 Петриковское, калийные соли 97
 Пионерская, алмазы 292, 312
 Пиянгбин, рубин 322
 Планальто район, горный хрусталь 271
 Пограничное, флюорит 176, 177
 Покиондонг, брусит 228
 Покровско-Киреевское, флюорит 174
 Полвиярви, тальк 244
 Полдневское, демантоид 349
 Полковник гора, яшмы 339
 Поморская, алмазы 292, 312
 Помфрет район, амфибол-асбест 126
 Понтобер, флюорит 185
 Предкарпатский бассейн, калийные
 соли 90, 103
 Предуральский (Верхнекамский) бас-
 сейн, калийные соли 90, 95-97
 Премьер, алмазы 286, 288, 292, 298, 349
 Приазовский район, графит 162
 Прибугский район, графит 162
 Прикаспийский бассейн, соли 90
 Прионежье район, габбро-диабазы (пет-
 рургическое сырье) 439, 440
 Просяновское, каолин 382
 Птеронус, алмазы 305
 Пчогори, хризотил-асбест 118
 Пьер-Петюи, флюорит 185-187
 Пьянчанно, флюорит 175

 Пэйксви, рубин 322
 Пятовское, керамзитовые глины 430

 Раджастан район, мусковит 136, 138-140
 Раджгарх, изумруд 326
 Раквана, сапфир 323
 Раквере, фосфориты 32, 42-46
 Расвумчорр, апатит, нефелин 21, 22
 Растлер-Спрингс, сера 62
 Ратнапура район, сапфир 323, 325
 Рахи Грива, магнетит 235
 Регби-Лейстер район, цементное сырье 357
 Реденсон, магнетит 228
 Редхилл район, фуллерова земля (бен-
 тонит) 388
 Рейнбоу, тальк 244
 Ривер Ранч, алмазы 292
 Риу-Микири, топаз 335
 Розиклер-Гудхоуп, флюорит 174
 Россиньоль, флюорит 174
 Румянцевское, пески и суглинки 412

 Савинское, магнетит 228
 Сакунское, сынныриты 383, 393-396
 Салар-де-Сурире, бор 68
 Сандавана, изумруд 326
 Сарикайя (Кырка), бор 68, 80-81
 Саскачеванский бассейн, калийные
 соли 90, 99-103
 Саткинские, магнетит 228-233
 Саянский бассейн, фосфориты 31
 Сайнское, хризотил-асбест 117
 Сват, изумруд 326
 Светлоключевское, тальк 243
 Северная Флорида район, фосфориты 46
 Северо-Аравийский бассейн, фосфори-
 ты 37
 Северо-Африканская провинция, фос-
 фориты 37-39
 Северо-Восточная Флорида район, фос-
 фориты 46
 Северо-Германский бассейн, калийные
 соли 90, 105-109
 Северный Кимберли район, алмазы 292
 Седлец, каолин 382
 Сейняйоки район, керамические пегма-
 титы 391, 392
 Селигдарское, апатит 19
 Сенногони, графит 155
 Сент-Остелл, каолин 382
 Сёрлз озеро, бор 68, 74-77, 87, 89
 Синлинярви, апатит, кальцит 19, 24-26
 Силади, магнетит 235
 Синьхуан, барит 193

- Скаланд, графит 155
 Скерринг, алмазы 305
 Славянско-Артемовское (Бахмутское),
 каменная соль 89
 Смоук-Крик, алмазы 293, 304
 Сокирница, цеолиты 216
 Сокли, апатит, франколит, флогопит 19,
 26–29
 Соликамское, калийно-магниевые соли
 95–97
 Солонечное, флюорит 174
 Солт-Ривер, хризотил-асбест 122
 Сомерсет, изумруд 326
 Сонора, графит 155
 Соткамо, тальк 244
 Союзное, каолин 382
 Спрус-Пайн, мусковит, полевой шпат,
 каолин 135, 137–138, 383
 Спутник, алмазы 310
 Среднечешские горы, пироп 349
 Старая Плантация, берилл 326
 Старобинское, калийные соли 97
 Сташув, сера 53
 Стебникское, калийные соли 103–105
 Степное, флюорит 174
 Стербридж, графит 155
 Сунджем, сапфир, рубин 320
 Суранское, флюорит, селлаит 174
 Сыннырское, сынныриты 383, 393–396
 Сыростанское, тальк 244
 Сысертское, антофиллит-асбест, тальк
 119, 244
 Сычевское, песчано-гравийно-валунные
 смеси 412–413
 Сьерра-Анча, хризотил-асбест 123
 Сюкеевское, сера 53

 Таежное, бор 67, 72–74
 Тайба, фосфориты 39
 Тайгинское, графит 155
 Тальян, аметист 338, 342
 Талаянын, агат 345
 Таменгское, флюорит 174
 Тапанбин, рубин 322
 Тарнобжег, сера 53
 Таскайнарские, флюорит 174, 182–184
 Таумау, жадеит 353
 Тиконгероги, графит 155
 Тинкалаа-Тинкалайю, бор 68
 Токай, цеолиты 216
 Толчеинское, барит 193
 Томтор, апатит 19
 Тоолсе, фосфориты 43
 Топазин, топаз 335

 Торгола, флюорит 174
 Тримур, тальк 243
 Туманный перевал, барит 192
 Турган-Койван-Аллушта, тальк 244

 Уайт-Клифс, опал 340
 Удачная, алмазы, шпинель 292, 307, 349
 Удереysкое, магнезит 228
 Уитби (Балби), калийные соли 109
 Умба, сапфир, рубин 320
 Усуглинское, флюорит 174

 Фернис-Крик, бор 68
 Финш, алмазы 292
 Фосфория бассейн, фосфориты 31
 Фоти Рахи, магнезит 235
 Фуказава, барит 208
 Футатуси-махи, цеолиты 217, 218

 Хабахталь, изумруд 326
 Хавелок, хризотил-асбест 117
 Халфилдс, алмазы 305
 Халиловское, магнезит 228, 237
 Хаммондсвилл, тальк 244
 Хапалуома, керамические пегматиты 392
 Хара-Айраг, флюорит 174
 Харча, цеолиты 216
 Хибинские, апатит, нефелин 19–24, 383
 Холинское, цеолиты 216, 221–223
 Хойлинское, барит 193, 197–200
 Хонгорское, флюорит 174, 180
 Хонгуру, цеолиты 216
 Хубо-Булак, флюорит 174
 Хунза, рубин 320
 Хурибга, фосфориты 38

 Центральная Флорида район, фосфориты
 33, 46–49
 Центральнo-Кызылкумский район, фос-
 фориты 32
 Цзиньчжоу, хризотил-асбест 118
 Цурнара, магнезит 235

 Чаоян, хризотил-асбест 118
 Челкарское, бор 68
 Челенджер Нолл, сера 61
 Черемшанское, кварцевые песчаники
 403, 405–407
 Черри-Крик-Рок Хаус, хризотил-асбест
 122
 Чешский массив район, графит 164–166
 Чивор, изумруд 326, 329, 331
 Чиганак, барит 192, 193, 202–204
 Чордское, барит 192, 194–197

Чугуевское, цеолиты 216
Чулактау, фосфориты 33, 35

Шабани, хризотил-асбест 117
Шабровское, тальковый камень 244
Шенгли, алмазы 292
Шивиртуйское, цеолиты 216
Шираои, барит 205
Шокшинское, кварциты 418–419
Шри-Ланка районы, графит 158
Шуныгское, шунгит 430, 431

Эбеях, алмазы 307–310
Эйосволл, берилл 326
Экати, алмазы 292
Эли-Хаммаи, флюорит 174

Эллендейл-6, алмазы 303
Эльтон озеро, каменная соль 89
Эмет, бор 68
Эплмур, тальк 243
Эргёй, флюорит 185
Эхнелийягода, сапфир 323

Юкспор, апатит, нефелин 18, 21, 22

Ягерсфонтейн, алмазы 292
Ягоднинское, цеолиты 216
Якопи, изумруд 329
Якупиранга, флогопит 136
Якутская провинция, алмазы 306–311
Ямаатское поле, флюорит 174, 180
Ямамато-ган, цеолиты 217, 218

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Предисловие</i>	3
--------------------------	---

<i>Введение</i>	6
-----------------------	---

Раздел I

ХИМИЧЕСКОЕ И АГРОНОМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ (МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ СОЕДИНЕНИЙ)

<i>Глава 1. Фосфор</i>	14
1.1. Апатиты	17
1.2. Фосфориты	31
<i>Глава 2. Сера</i>	49
<i>Глава 3. Бор</i>	63
<i>Глава 4. Натриевые, калийные и калийно-магниевые соли</i>	83

Раздел II

ИНДУСТРИАЛЬНОЕ СЫРЬЕ (МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛОВ)

<i>Глава 5. Асбест</i>	111
<i>Глава 6. Слюда</i>	129
<i>Глава 7. Графит</i>	151
<i>Глава 8. Флюорит</i>	169
<i>Глава 9. Барит и виверит</i>	188
<i>Глава 10. Цеолиты</i>	210
<i>Глава 11. Магнезит и брусит</i>	224
<i>Глава 12. Тальк и пиррофиллит</i>	240

Раздел III

ИНДУСТРИАЛЬНО-КАМНЕСАМОЦВЕТНОЕ СЫРЬЕ (МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ, ИХ АГРЕГАТОВ И СКРЫТОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ)

<i>Глава 13. Пьезооптическое сырье</i>	263
13.1. Кварц	263

13.2. Оптический флюорит	276
13.3. Исландский шпат	280
<i>Глава 14.</i> Алмазы	285
<i>Глава 15.</i> Цветные камни	314
15.1. Благородный корунд	319
15.2. Благородный берилл	325
15.3. Хризоберилл и топаз	332
15.4. Благородный опал, ювелирный и поделочный кварц	336
15.5. Благородная шпинель	346
15.6. Благородные гранаты, оливин, циркон	347
15.7. Благородные сподумен, турмалин, иризирующие полевые шпаты	349
15.8. Жадеит и нефрит	352
15.9. Бирюза	353

Раздел IV

СТРОИТЕЛЬНО-КОНСТРУКЦИОННЫЕ МАТЕРИАЛЫ И СЫРЬЕ ДЛЯ ИХ ПРОИЗВОДСТВА (МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД)

<i>Глава 16.</i> Цементное сырье (карбонатные, глинистые, кремнистые и сульфатные породы)	356
16.1. Карбонатные породы	361
16.2. Глинистые породы	363
16.3. Кремнистые кристобалит-опаловые породы	366
16.4. Сульфатные породы	368
<i>Глава 17.</i> Керамическое сырье (каолины, глины, керамические пегматиты, граниты, фарфоровые камни и другие породы)	377
<i>Глава 18.</i> Стекольное сырье (кварцевые пески, песчаники и кварциты)	399
<i>Глава 19.</i> Естественные строительные материалы (осадочные, магматические и метаморфические породы)	408
19.1. Обломочные породы	409
19.2. Строительные и облицовочные камни	413
<i>Глава 20.</i> Сырье для получения легких заполнителей бетонов (глины, шунгиты, перлиты, кремнистые породы, гидрослюда)	425
<i>Глава 21.</i> Сырье для каменного литья (диабазы, габбро-диабазы, базальты, амфиболиты и другие породы)	435
<i>Заключение</i>	441
<i>Литература</i>	444
<i>Указатель месторождений</i>	451

Учебное издание

Еремин Николай Иосифович
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Зав. редакцией
Г.С. Савельева

Редактор
Г.С. Савельева

Художественный редактор
Г.Д. Колоскова

Переплет художника
А.А. Умуркулова

Технический редактор
З.С. Кондрашова

Корректоры
Г.Л. Семенова, Г.А. Ярошевская

Подписано в печать 12.12.2006. Формат 60х90 1/16.

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс.

Усл.-печ. л. 29,0. Уч.-изд. л. 25,49.

Тираж 2000 экз. Заказ 149. Изд. № 8112.

Ордена «Знак Почета»

Издательство Московского университета.

125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Тел.: 629-50-91. Факс: 203-66-71.

939-33-23 (отдел реализации)

E-mail: kd_mgu@gambler.ru

В Издательстве МГУ
работает служба «КНИГА — ПОЧТОЙ»

Тел.: 629-75-41

Издательско-книготорговый центр «Академкнига»
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90.

По вопросам поставок обращаться
в отдел реализации ИКЦ «Академкнига»

Тел./факс: (495) 334-73-18

E-mail: bookreal@maik.ru.

web-site: <http://www.akademkniga.com>

Отпечатано в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15

Дорогие читатели!

В Издательстве МГУ им. М.В. Ломоносова работает служба **«КНИГА–ПОЧТОЙ»**. Вы можете заказать любые книги по действующему прайс-листу, и мы вышлем их вам заказной бандеролью.

Закажите книги:

- по почте: 125009, Москва, ул. Б. Никитская, д. 5/7, Издательство МГУ;
- по телефону или факсу: (095) 229 75 41;
- по электронной почте:
E-mail: kd_mgu@rambler.ru

Заявка заполняется в произвольной форме и считается действительной при наличии : Ф.И.О., почтового адреса, номера телефона (с кодом города).

Мы выпишем вам счет и отошлем по указанному вами адресу.

Перечислите указанную в счете сумму на р/с Издательства МГУ.

В течение 15 рабочих дней после поступления средств на счет Издательства МГУ книги будут высланы по вашему адресу.

Примечания

1. Счет включает в себя стоимость заказанных книг и почтовые расходы (ориентировочно 50% от стоимости книг + НДС).
2. Заказчик имеет право исключить из счета любое название (или уменьшить количество экземпляров) без согласования с Издательством.
3. После оплаты счета необходимо сообщить письменно, по телефону, факсу или электронной почте номер платежного поручения и номер счета.
4. Заказ сохраняется в течение одного месяца со дня выписки счета.
5. При несвоевременной оплате счета Издательство оставляет за собой право изменить отпускные цены на книги без дополнительного объявления.

**В Издательстве
Московского университета
работает**

**АССОРТИМЕНТНЫЙ КАБИНЕТ
ВУЗОВСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ**

Здесь вы найдете весь спектр учебной литературы для студентов и абитуриентов от Издательства Московского государственного университета и различных факультетов и подразделений МГУ, а также других университетских и вузовских издательств. Представлена литература издательств «Высшая школа», «Инфра-М», «Мир», «Логос», «ВЛАДОС», «ЧеРо» и др.

Книги продаются по минимальной розничной цене.

Адрес: Москва, ул. Хохлова, 11 (Воробьевы горы, МГУ).

Тел./Факс: 939-33-23.