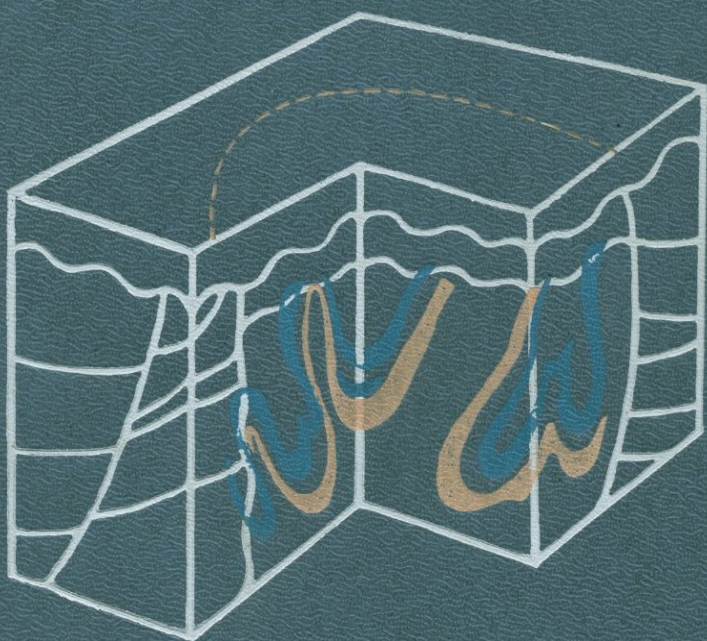


М. КУЖВАРТ
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ



Неметаллические
полезные ископаемые

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ

Перевод с английского
кандидата геол.-мин. наук
В. С. Зиняцкого и С. С. Чекина

под редакцией
д-ра геол.-мин. наук
В. П. Петрова

Москва «Мир» 1986



Industrial Minerals and Rocks

Miloš Kužvart

Academia/Praha 1984

М. КУЖВАРТ

ВБК 26.32.3
К88
УДК 23.6

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Перевод с английского
кандидатов геол.-мин. наук
В. С. Знаменского и С. С. Чекина

под редакцией
д-ра геол.-мин. наук
В. П. Петрова

Москва «Мир» 1986



ББК 26.325.2

К88

УДК 553.6

Кужварт М.

К88 Неметаллические полезные ископаемые: Пер. с англ. — М.: Мир, 1986. — 472 с., ил.

Монография известного чехословацкого ученого посвящена описанию минералов и горных пород, являющихся нерудными полезными ископаемыми (асбест, графит, соли, слюды и др.) и играющих важнейшую роль в минерально-сырьевой базе народного хозяйства. В ней рассматриваются вопросы генезиса промышленных месторождений минералов и пород, дается описание этих месторождений, а также методов их поисков и разведки. В книге приводится много новых фактов по зарубежным месторождениям, особенно подробно охарактеризованы месторождения ЧССР.

Для геологов широкого профиля, преподавателей и студентов геологических вузов.

К $\frac{1904050000-095}{041(01)-86}$ 121—86, ч.1

ББК 26.325.2
553

Редакция литературы по геологии

© Miloš Kužvart 1984

Translation © Helena Zárubová 1984

© Перевод на русский язык, «Мир», 1986

Предисловие редактора

Неметаллические полезные ископаемые, или, как их называют в странах английского языка, «индустриальные минералы и горные породы», являются важнейшим минеральным сырьем для промышленности, сельского хозяйства и строительства.

Даже сейчас, в конце семидесятых — середине восьмидесятых годов, когда горная промышленность капиталистических стран в силу кризисного положения резко снижает производство, в добыче неметаллического сырья резкого спада не отмечается. Уже одно это свидетельствует о его большом народнохозяйственном значении.

Для этого вида сырья характерен очень большой рост потребления и освоение все новых видов минеральных ископаемых, не использовавшихся ранее. Еще одна особенность неметаллического минерального сырья — резкая изменчивость конъюнктуры рынка и происходящая в результате технического прогресса замена одного вида сырья другим. Особенно хорошо это можно проиллюстрировать на примере серной промышленности. Со средних веков до начала XX в. центром серной промышленности была Сицилия. В конце XIX в. в США был разработан метод подземной выплавки серы и выкачивания ее из скважин в расплавленном виде. Этот метод, оказавшийся экономически очень выгодным, позволил американской промышленности выпустить на рынок очень дешевую серу и полностью «задушить» сицилийскую промышленность. В СССР разработан метод автоклавной выплавки серы. Этот метод совместно с освоенным методом подземной выплавки серы позволил СССР и странам СЭВ успешно конкурировать с Западом. Сейчас намечается новый этап в серной промышленности — разработаны методы очистки газа и нефти, которые позволяют получить практически бесплатно (все расходы окупаются за счет очистки нефти и газа) большие количества серы, и разработка самостоятельных месторождений серы начинает отходить на второй план. Можно было бы привести еще много примеров подобного рода.

Быстрая смена видов сырья и та относительная роль, какую оно играет в своей области, а также технология его добычи и переработки приводят к тому, что учебники и справочники, выпущенные в прошлые годы, быстро устаревают и не отвечают запросам се-

годняшнего дня. На русском языке известно всего несколько сводных работ по неметаллическим полезным ископаемым, и все они достаточно стары. Во-первых, это вышедшая в 1926—1928 гг. под редакцией А. Е. Ферсмана монография в 4 томах, очень оригинально построенная и достаточно полная. Она освещала не только геолого-минералогические особенности неметаллических полезных ископаемых, но давала по ним почти исчерпывающий экономический обзор. В 1937 г. был издан содержательный двухтомный учебник под редакцией П. М. Татаринова. В начале сороковых годов начал выходить десяти томный энциклопедический обзор по неметаллическому сырью под редакцией А. Е. Ферсмана. К сожалению, вышли в свет только четыре тома, которые, надо сказать, до сих пор не потеряли своего значения. И наконец, в шестидесятые годы было издано второе, сокращенное издание учебника П. М. Татаринова и книга американского ученого Р. Бейтса «Геология неметаллических полезных ископаемых».

Предлагаемая читателю книга Кужварта имеет все положительные стороны как учебника П. М. Татаринова, так и обзора Бейтса, но вместе с тем она выгодно от них отличается большей полнотой описания зарубежных месторождений, и особенно месторождений социалистических стран и Чехословакии, которые в советской геологической литературе освещены очень слабо. Еще одна особенность отличает книгу Кужварта — она современна. В ней нашли отражение все те изменения, которые произошли в области использования неметаллического сырья и в требованиях промышленности к этому сырью за последние годы.

В книге большое число таблиц, которые составляют как бы конспект всего содержания и помогают освоению ее материала. Во многих из них приведены статистические сведения о добыче различных полезных ископаемых. Эти сведения Кужварт полностью заимствовал из американских статистических справочников, в которых цифры добычи полезных ископаемых по СССР явно неточны. Советским геологам известны точные данные о развитии промышленности СССР, поэтому, чтобы не вводить читателя в заблуждение, в русском переводе эти сведения полностью опущены.

Книга Кужварта очень интересна и нова по своему содержанию, и мы не сомневаемся, что она, как в своей общей части, так и в описании месторождений неметаллических полезных ископаемых, принесет советскому читателю большую пользу и будет способствовать открытию новых интереснейших месторождений полезных ископаемых.

В. Петров

Эта книга посвящается двум выдающимся специалистам в области неметаллических полезных ископаемых:

Профессору Университета штата Огайо —

Роберту Л. Бейтсу

и профессору Ленинградского горного института —

Павлу Михайловичу Татарину

Предисловие

Поиски нефти и благородных металлов всегда были овеяны духом приключений и романтики. То же самое можно сказать и об уране. Конечно, добыча золота не может сравниться с добычей песка и гравия, однако стоимость неметаллических полезных ископаемых, добываемых на ряде месторождений, не уступает стоимости богатейших месторождений металлов.

Р. Л. Бейтс (1969). «Геология неметаллических полезных ископаемых»

В основу настоящей книги положен курс лекций, прочитанных автором на факультете наук о Земле Карлова университета в Праге. В книге дан обзор мировой литературы по неметаллическим полезным ископаемым и работ чешских и словацких геологов, опубликованных после организации Геологической службы Чехословакии в 1952 г.; результаты этих работ публиковались в научных журналах, ведомственных изданиях и особенно в монографиях по неметаллическим полезным ископаемым.

Территория Чехословакии представляет собой весьма благоприятный объект для изучения месторождений неметаллических полезных ископаемых. Более 800 месторождений (в том числе и месторождения строительных материалов) разрабатывалось в течение последнего тридцатилетия и продолжает разрабатываться ныне.

Автор имел возможность изучать месторождения различных видов полезных ископаемых Чехословакии, в основном талька, магнетита, каолина и глины, а также посетил многие зарубежные месторождения. В 1956—1976 гг. он изучал месторождения цементных материалов в Египте и Гвинее, керамических и других полезных ископаемых в Японии, Монголии, Турции, Ираке, Нигерии, Гане, Испании, Англии, Франции, ФРГ, ГДР, Польше, Венгрии и Болгарии.

Практическая ценность неметаллических полезных ископаемых определяется их использованием в различных отраслях современной промышленности. Прогресс в атомной и ядерной технике, в исследовании космического пространства и в охране окружающей среды нередко вызывает к жизни новые виды неметаллического сырья или открывает новые области применения традиционных материалов. Неметаллические полезные ископаемые представляют собой типичные сырьевые ресурсы промышленной революции; они же являются сырьевыми ресурсами третьего тысячелетия.

Введение

Геология изучает руды, неметаллические полезные ископаемые (минералы и горные породы) и каустобиолиты (уголь, нефть и природный газ). Вместе с гидрогеологией, инженерной геологией, прикладной геофизикой, поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых геология месторождений составляет часть экономической геологии, которая базируется на результатах всех геологических и смежных дисциплин. Теоретические аспекты экономической геологии учитывают достижения прикладной математики, физики и химии. При изучении месторождений полезных ископаемых используются теоретические и практические достижения минералогии, геохимии, петрологии, стратиграфии, структурной геологии, горного дела, геодезии, экономики, технических наук и других областей науки.

Геология месторождений неметаллов дает горной промышленности сведения о закономерностях размещения, масштабах и качестве полезных ископаемых, на основании чего судят о целесообразности их разработки.

Промышленность неметаллов имеет исключительно важное значение для развития цивилизации. Так, в США добыча неметаллов и металлов в 1979 г. составила 18 т на душу населения, а потребление энергии (в расчете на одного жителя США) соответствовало круглосуточной работе 12 лошадей.

Потребление минеральных ресурсов и энергии австралийскими аборигенами, технологические знания и культурные потребности которых находятся на уровне каменного века, составляет несколько килограммов камней и несколько вязанок хвороста в год (не считая тепла, получаемого по ночам от безволосых собак).

Одно из главных противоречий современного мира — различие между промышленно развитыми капиталистическими и развивающимися странами — также проявляется в добыче и потреблении минерального сырья. Промышленно развитые страны, население которых составляет 30% населения земного шара, контролируют 80% мировой экономики. Развивающиеся страны поставляют в

промышленно развитые страны 15% своего минерального сырья. В мировой торговле доля минерального сырья составляет примерно одну четвертую часть ее общего объема.

1.1. ТЕРМИН «НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»

Термин «неметаллические полезные ископаемые» менее строгий, нежели термин «руды», который обычно обозначает источник металла, или термин «горючие ископаемые» (уголь, нефть, природный газ), обозначающий обычно источник энергии. В двух последних случаях характерной особенностью является химизм руды (помимо содержания примесей, обогатимости и т.д.) или горючего ископаемого (помимо содержания пустых прослоев, серы и т.д.). Что же касается неметаллических полезных ископаемых, то их характерные особенности заключаются в наличии тех или иных физических свойств (например, волокнистость асбеста, диэлектрические свойства слюды, большой удельный вес барита). Поэтому в изучении неметаллических полезных ископаемых важное значение имеет не только геологическая, но и технологическая оценка сырьевых ресурсов.

В этой книге под названием «неметаллические полезные ископаемые» описано несколько типов минерального сырья:

1) минеральное сырье, которое используется в промышленности в виде отдельных минералов (например, тальк, асбест, алмаз) или пород (например, диатомовая земля, бентонит, охра);

2) минеральное сырье, которое служит источником элементов-неметаллов (пирит как источник серы, флюорит — фтора, апатит — фосфора) или их простых соединений (например, бораты как источник H_3BO_3 или B_2O_3);

3) минеральное сырье неметаллического типа, которое является источником металлов, а также их соединений, используемых в металлургической промышленности (например, берилл как источник BeO , магнезит — MgO , боксит или Al -латерит — Al_2O_3 ; все три окисла представляют собой огнеупорные материалы. Никеленосные латериты, являющиеся источником никеля, не относятся к этой группе полезных ископаемых);

4) строительные материалы (например, гранит, гравий и песок, кирпичная глина).

В отношении неметаллических полезных ископаемых (за исключением горючих) термин «нерудные полезные ископаемые» (попеге) используется только в чешских и более ранних немецких и польских работах. В англоязычной и советской литературе для обо-

значения «нерудных полезных ископаемых» применяются термины «неметаллические полезные ископаемые» (non-metallic или industrial minerals and rocks); с другой стороны, термин «руда» часто применяется также к таким полезным ископаемым, как асбест, тальк, магнезит и др.

Некоторые виды минерального сырья имеют различное применение. Например, гематит представляет собой минерал железа и в то же время — компонент минеральной краски, а хромит является как рудой на хром, так огнеупорным и абразивным материалом.

1.2. КЛАССИФИКАЦИИ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В табл. 1 приведены принципы классификаций, их преимущества и недостатки, а также основные литературные источники. С развитием методов исследования и технологии изменяются представления о генезисе месторождений неметаллов, использовании последних в промышленности и их практической ценности. Поэтому каждая классификация неметаллических полезных ископаемых, основанная на их генетических признаках, применении или экономической важности, со временем устаревает. Однако оптимальная классификация должна включать все три параметра, так как они должным образом характеризуют и геологические, и технологические особенности полезного ископаемого, определяющие его практическую ценность.

Принятая в этой книге классификация сходна с классификациями Бентца — Мартини [15] и Бейтса [8] в том, что в ней полезные ископаемые разделяются на минеральное сырье и горные породы. Стоимость минерального сырья обычно намного больше стоимости горной породы того же объема. По сравнению с горными породами минеральное сырье выдерживает перевозки на значительно большие расстояния. Строительные материалы, относящиеся к третьей главной группе неметаллических полезных ископаемых, представляют собой наиболее дешевое сырье и обычно используются вблизи места их добычи.

В пределах главных групп полезные ископаемые расположены в алфавитном порядке; генетические аспекты рассматриваются в гл. 2 «Происхождение неметаллических полезных ископаемых» и в гл. 4 «Обзор генетических типов неметаллических полезных ископаемых» (в табличной форме). Редкие генетические типы описаны только в разделах, посвященных отдельным видам полезных ископаемых. Технологические параметры даны в таблицах, приведенных в гл. 6—8, и в главе «Разработка и обогащение неметалличе-

ТАБЛИЦА 1. Классификации неметаллических полезных ископаемых

Принцип	Содержание	Основные ссылки	Преимущества	Недостатки
Алфавитный	Расположение полезных ископаемых от абразивов до цеолитов	Ладу, Майерс [112] Под ред. Гиллсона [67] Под ред. Лефонда [115]	Легкое нахождение материала в тексте по указателю	Отсутствие генетической, экономической и технологической связи между последовательно расположенными ископаемыми
Химико-минералогический	Расположение в соответствии с химической систематикой минералов (элементы, галоиды, гидрокислы и т.д.)	Брана [26]		Генетически связанные минералы помещены в разные группы (например, барит и флюорит); нет экономической оценки
Минералогический-петрографический	Разделение неметаллов на элементы, кристаллы, минералы и породы	Янкович, Ваканяц, [86] Ваканяц [190]	Имеются экономические и отчетливые генетические связи	Отсутствует технологическая оценка
Химико-физический	Разделение на химические минералы (источники элементов) и физические минералы (используемые как таковые)	Клайн [94]	Расположение в соответствии с применением	Не учтены многие другие параметры
Генетико-петрографический	Разделение на изверженные, осадочные, метаморфизованные, гидротермально-метасоматические породы	Козловски [97]		

Физический	Разделение на глинистые, твердые и рыхлые материалы	Моравецки [131]		Отсутствуют генетический, экономический и технологический аспекты
Генетический	Разделение всех типов месторождений (руд, металлов, угля, нефти) на магматические, пегматитовые, выветривания, осадочные, метаморфогенные	Татаринов [178] Крайевски [98] Кавинато [34] Смирнов [169] Борзунов [24] Грушик [75]	Пригодна для классификации любых полезных ископаемых	Отсутствуют экономический и технологический аспекты
Технологический, экономический	Разделение на химические и строительные материалы, разделение на обычные дешевые материалы, разрабатываемые в больших масштабах (промышленные породы), и редкие дорогие материалы, добываемые в небольших количествах (промышленные минералы)	Райт, Бернет, 1962 Бентц, Мартини [15] Куликовский [102] Татаринов [179]	Экономическая оценка	Отсутствует генетический аспект
Регионально-геологический	Распределение полезных ископаемых по минерагеническим провинциям		Хронологический, пространственный и генетический аспекты	Отсутствуют экономический и технологический аспекты
Генетико-экономический	Экономическое деление на промышленные породы и минералы; в пределах этих групп полезные ископаемые распределены по генетическим признакам (эндогенные, осадочные и т.д.)	Бейтс [8]	Учтены два важных аспекта	Отсутствует технологический аспект

ских полезных ископаемых». В главе, посвященной минерагеническим провинциям и эпохам, кратко рассматриваются вопросы региональной и исторической геологии.

1.3. ПРОШЛОЕ И НАСТОЯЩЕЕ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Неметаллические полезные ископаемые имели большое значение для человека начиная с эпохи первобытного общества. Несомненно, первое, что взял человек в руки, был камень. Примитивными орудиями служили необработанные камни, с помощью которых человек охотился, дробил кости или заострял концы палок. В древнем каменном веке (примерно 200 000 лет назад) человек научился обрабатывать камни (кремени, кварциты, роговики) и приготавливать из них краски (например, охру с асболоном и мелом). В новом каменном веке человек делал полированные и просверленные орудия труда и охоты из обсидиана и амфиболита. Первым камнем, добытым из недр, был кремень, извлекавшийся из меловых отложений в Южной Англии и Нидерландах. Кремни добывались из шурфов и штолен, располагавшихся на нескольких горизонтах; широко использовались мотыги из оленьих рогов и кремневые заступы.

Роль неметаллических полезных ископаемых не уменьшилась даже тогда, когда человек научился обрабатывать металлы. За редким исключением (жерновые камни, копья, которые были применены последний раз в битве при Гастингсе в 1066 г.), камни уже не использовались для изготовления орудий, а служили только строительным материалом (например, необожженные кирпичи применялись для строительства башен в Месопотамии, известняки и граниты — для строительства пирамид в Египте) и в качестве драгоценных камней (например, бирюза из Синая во времена третьей династии египетских фараонов, т.е. в 2778—2723 гг. до н.э.). Стекланные украшения из кварцевого песка изготавливались в Египте еще 3500 лет до н.э., а пустотелые стеклянные изделия были известны в Финикии в 100 г. до н.э. В античные времена из глины повсеместно делали керамическую посуду. Фаянс изготавливали из известковистой глины в Египте еще в 2000 г. до н.э. Позднее глины приобрели важное значение как огнеупорный материал, применяемый для выплавки металлов. Каменная соль с незапамятных времен была постоянным компонентом пищи.

В средние века использование неметаллов оставалось почти на прежнем уровне. Применение неметаллического сырья существенно

возросло в современную эпоху, особенно в XIX—XX вв., когда начали использовать новые виды минерального сырья в сельском хозяйстве, химии, в производстве огнеупоров, кислотоупорных изделий, фильтровальных и изоляционных материалов, а также в керамике, металлургии, оптике, бумажной, резиновой и пищевой промышленности. Если первая промышленная революция была ускорена более рациональным использованием горючих ископаемых, то вторая научно-техническая революция связана, во-первых, с применением новых видов неметаллического сырья (например, высокоогнеупорных форстеритов и силлиманитов, вспученных перлитов и вермикулитов с высокой емкостью поглощения), во-вторых, с новыми областями использования традиционных материалов (например, применение химически чистого графита в качестве замедлителя быстрых нейтронов в атомных реакторах, кремния — в качестве полупроводников в электронных устройствах, в которых нуждаются автоматические и кибернетические системы) и, в-третьих, с использованием всех известных для неметаллических полезных ископаемых технологических достижений нашего атомного и космического века. При создании ракет, отдельные части которых должны выдерживать высокие температуры при запуске и возвращении на Землю (прохождение через плотные слои атмосферы), используются покрытия из керамических материалов совместно с органическими полимерами, ZrO_2 или металлическими порошками для авиационных двигателей и тепловых экранов (так называемые керамико-металлические материалы). Наличие такого покрытия обуславливает охлаждение внутренних слоев, которые приобретают более устойчивую структуру и остаются незатронутыми. В атомной промышленности огнеупоры используются как конструкционные для замедлителей и отражателей нейтронов (например, стержни из B_4C и BN); эти же материалы применяются для изготовления легких керамических плит для самолетов и вертолетов. Радиоактивные отходы атомных электростанций должны захороняться в породах с высокой емкостью поглощения (например, в монтмориллонитсодержащих глинистых породах). Для изготовления различных лазеров применяются такие минералы, как алмадин, апатит, флюорит и рубин; в инфракрасных спектрометрах используются бромаргирит, клаусталит и галит.

Горнодобывающая техника в скором времени, вероятно, будет оснащена новыми абразивными материалами, которые ускорят проходку штреков в твердых породах подобно тому, как 30 лет назад петрология обеспечила мир высокоустойчивым материалом — плавным базальтом.

В области строительных материалов можно ожидать новых достижений технологии в результате строительства межпланетных кораблей и подводных станций. Материалы, применяемые для этих целей, обладают высокой прочностью при низкой плотности и устойчивы к коррозии. Эти свойства имеют важное значение и в строительстве, где широко используются новые виды стекла и керамики. Успехи в технологии неметаллических полезных ископаемых могут привести к сокращению потребностей в топливе при создании соединений с лучшими изоляционными свойствами.

В будущем неметаллические полезные ископаемые могут иметь решающее значение в ликвидации кризиса в химической промышленности, возникшего в связи с истощением нефтяных ресурсов. Известно, что реакция известняка или доломита с водородом в условиях высоких давлений и температур приводит к образованию углеводородов с одновременным выделением CaO (жженная известь) или $\text{Ca}(\text{OH})_2$ (гашеная известь). Неметаллы помогут также сохранить жизнь на нашей планете: вспученный перлит может служить одним из средств очистки поверхности океана от нефти и предотвратить тем самым гибель всего живого в океане, особенно планктона, который производит большую часть кислорода на Земле.

Мировые запасы неметаллов превосходят запасы руд, если учесть также ресурсы, скрытые в морях и океанах. Галит, эпсомит, карналлит, бромиды, сульфат магния для получения металлического магния и др. — все эти соли образуются при испарении морской воды. Континентальные шельфы покрыты отложениями песков, цементных материалов, фосфоритов, россыпью монацита с редкими элементами — церием, торием и т.д. В глубоководных участках океанов встречаются возможные заменители бокситов — красные глины.

В настоящее время по объему производства неметаллы занимают первое место среди всех других минеральных ресурсов:

Строительные материалы	$9,0 \times 10^9$ т
Горючие (уголь и нефть)	$6,85 \times 10^9$ т (+ 1500×10^9 м ³ газа)
Неметаллы (породы и минералы)	$7,5 \times 10^8$ т (в том числе 88×10^6 т боксита)
Рудные концентраты	$9,3 \times 10^8$ т (руды Fe и Mn)
Сталь	$6,0 \times 10^8$ т
Металлы	$1,9 \times 10^7$ (без Fe, Mn, Al, Ti, Cr, Ta, U, Zr)

Даже в экономике такой страны, богатой рудными месторождениями, как США, ресурсы неметаллов в два раза превышают количество руд в общем национальном продукте, и это различие продолжает возрастать.

Происхождение неметаллических полезных ископаемых

... те факты, которые не укладываются в новую теорию, должны быть особенно приятны ее автору, так как они являются лучшими критиками его теории, именно они выявляют все ее слабые и недоработанные стороны и указывают ему пути для дальнейших исследований.

Ю. А. Билибин, 1959, Избр. труды, т. 2, с. 338.

2.1. МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

4636
Магматические процессы кристаллизации и дифференциации базальтовой или гранитной магмы приводят к образованию всех типов изверженных пород и всех магматических, гидротермальных, карбонатитовых, контактово-метасоматических, пегматитовых и сублимационных месторождений. Закономерности магматических процессов хорошо объясняются с позиций новой глобальной тектоники (с этой гипотезой и обзором литературы можно ознакомиться в работе Кужварта и Бёмера [110]).

Базальтовая магма, богатая Fe_2O_3 , FeO , MgO и CaO , образуется под земной корой (на глубинах около 30—40 км) в результате дифференциации диапирового мантийного вещества — пиролита, названного так по главным компонентам: пироксену и оливину. Пиролитовые диапиры поднимаются из верхнего слоя мантии (с глубин 80—300 км), который характеризуется уменьшением скорости сейсмических волн. Поэтому полагают, что местами этот слой находится в состоянии частичного анатексиса [203]. Базальтовая магма поднимается к поверхности в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, что приводит к образованию новой океанической коры. При этом пластины океанической литосферы расходятся в стороны от срединно-океанического хребта. Дивергентное движение сменяется конвергентным в зонах субдукции, вдоль которых океанические плиты погружаются одна под другую или под континентальную плиту (в условиях активной континентальной окраины). Зона субдукции, вдоль которой океаническая плита погружается в верхнюю мантию, не является местом полного исчезновения плиты. В зоне субдукции и вне ее коровый и мантийный материал плавится, а образующиеся магмы в случае конвергенции

океанической, и континентальной плит обуславливают вулканоплутоническую деятельность континентальной окраины. Если конвергируют две океанические плиты, то образуются изверженные породы, которые создают островную дугу. Щелочно-кальциевые породы характерны для вулканических образований островных дуг и активных континентальных окраин. Здесь преобладают андезиты или дациты и риолиты. Щелочно-кальциевая магма, богатая SiO_2 , K_2O , Na_2O , CaO и другими литофильными элементами (K, Rb, Ba, Sr, U, Th, Zr и т.д.) и редкими землями, генерируется [152] путем многократной дифференциации продуктов частичного плавления погружающейся океанической литосферы (включая ее осадочный чехол) на глубинах, превышающих 100—150 км. Конвергенция литосферных плит может приводить к столкновению континентов или континентов и островных дуг, что в свою очередь обуславливает увеличение мощности континентальной коры, в результате чего происходит частичное плавление коровых пород [44]. Частичный анатексис щелочно-кальциевых магматитов (от диоритов до кварцевых диоритов), которые преобладают в нижнем слое континентальной коры, дает расплавы, по составу соответствующие гранитам и часто богатые щелочами (преимущественно калием), а также анортозитовый остаток [73]. Генерация и проявления щелочной магмы связаны с глубинными дизъюнктивными структурами рифтового типа (например, Восточно-Африканский рифт).

Неметаллические полезные ископаемые магматического генезиса (алмазы, графит, корунд, форстерит, апатит, изверженные породы) образуются путем кристаллизации на разных стадиях магматической консолидации. Раннемагматические месторождения алмазов и графита имеют общий источник углерода или углеродистых веществ в недрах Земли; возможно, источником углерода на глубине является карбид. Образование той или иной формы углерода зависит от давления, так как высокое давление обуславливает увеличение координационного числа (количества соседних атомов), удельного веса и твердости: графит (координационное число 3, удельный вес 2,2, твердость 1—2), алмаз (координационное число 4, удельный вес 3,47—3,56, твердость 10).

В верхней мантии (на глубинах более 100 км) углерод кристаллизуется в виде алмаза совместно с оливином, диопсидом и пиропом и представляет собой компонент кимберлита. Судя по составу включений, он кристаллизуется в среде, богатой H_2O , CO_2 , CO , H_2 , N_2 , CH_4 при температуре 1200°C и давлении 5 ГПа (= 50 кбар) (рис. 1).

Алмазы формировались при очень низком парциальном давле-

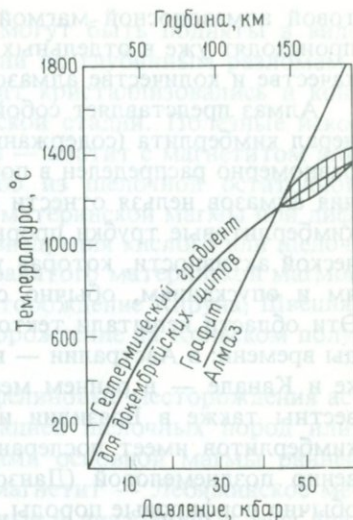
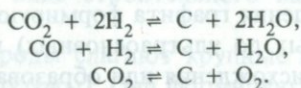
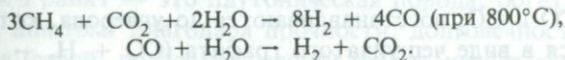


РИС. 1. Поля устойчивости графита и алмаза; штриховкой показано поле генерации алмаза [130].

нии кислорода и высоком парциальном давлении серы, о чем свидетельствуют включения в них пирротина. Важное значение имеет наличие H_2 , который способствует образованию алмаза или графита (в зависимости от $P - T$ -условий) посредством восстановления CO_2 или CO :



Водород, возможно, образовался в результате следующих реакций ([34]):



Теоретически алмаз можно рассматривать как продукт реакции



Что касается химических условий образования алмазов, то им соответствуют частичное плавление и дегазация гранат-флогопитового перидотита (кимберлита) верхней мантии, когда высвобождаются рассмотренные выше летучие. Зародыши кристаллов алмаза образуются на глубине около 150 км, а рост кристаллов прекращается после подъема магмы к основанию литосферы на глубине около 100 км. Затем флюидизация приводит к повышению давления газа и образованию диатрем, которые выполняются кимберли-

товой алмазоносной магмой. Этот процесс и застывание магмы происходят уже в отдельных трубках, чем объясняются различия в качестве и количестве алмазов даже в соседних трубках [130].

Алмаз представляет собой породообразующий аксессуарный минерал кимберлита (содержание 0,5 карата = 0,1 г на 1 м³); он неравномерно распределен в породе, поэтому первичные месторождения алмазов нельзя отнести к секреторному типу. Алмазоносные кимберлитовые трубки прорывают докембрий в участках тектонической активности, которая устанавливается по местным поднятиям и опусканиям, обычно связанным с глубинными разломами. Эти области испытали тектоническое воздействие в разные периоды времени: в Австралии — в позднем палеозое, а в Сибири, Африке и Канаде — в раннем мезозое. Алмазоносные кимберлиты известны также в Бразилии и Индии. Большинство алмазоносных кимберлитов имеет послераннеюрский возраст [168], преимущественно позднемеловой (Данзон, см. в [91]). Кимберлиты — это обычно порфиоровые породы, прорывающие амфиболиты, гнейсы и ультрабазиты (дуниты, гранатовые перидотиты, эклогиты, гриквандиты и более древние кимберлиты). О возможном наличии алмазоносных кимберлитов свидетельствует присутствие оливина, пиропы, пикроильменита и хромдиопсида и иногда горсейкита (Бразилия) в аллювиальных отложениях.

Графит по сравнению с алмазом образуется при более низких температурах и давлениях (см. фазовую диаграмму на рис. 1). Магматические месторождения графита формируются в разных магмах (от кислых и щелочных до ультраосновных) либо за счет CO или CO₂ ювенильного происхождения или образовавшихся при диссоциации карбонатных ксенолитов, либо за счет органического углерода вмещающих пород. При температурах ниже 650°C и в присутствии водорода CO и CO₂ восстанавливаются до углерода, который кристаллизуется в виде чешуйчатого графита ($CO + H_2 \rightarrow C + H_2O$; $CO + 2H_2 \rightarrow C + 2H_2O$). При более высоких температурах эти реакции протекают справа налево [179]. Графит в интрузивных породах встречается в виде вкрапленников, гнезд, штоков или жил.

В нефелиновых сиенитах, которые благодаря ассимиляции вмещающих пород содержат больше Al₂O₃, чем может быть связано в нефелине, иногда кристаллизуется корунд. Этот минерал редко добывается из сиенитов; месторождения корунда чаще образуются в пегматитах, связанных с нефелинсиенитовой магмой, обогащенной Al₂O₃ [98].

Форстерит (Mg-оливин) концентрируется путем сегрегации при дифференциации ультраосновной магмы. Оливинсодержащие поро-

ды (дуниты или перидотиты) также могут быть подняты в виде тектонических чешуй из верхней мантии по глубинным разломам.

Алмаз, графит, корунд и форстерит кристаллизовались и концентрировались на ранней магматической стадии. Полезные ископаемые поздней магматической стадии — апатит с магнетитом или нефелином — кристаллизовались либо из щелочной остаточной магмы, либо в месте их отделения от материнской магмы при дифференциации, либо более часто после внедрения кислого или щелочного деривата по периферии участка, занятого материнской магмой (например, апатит + магнетит — месторождение Кируна, Швеция; апатит + нефелин — Хибинское месторождение на Кольском полуострове, СССР).

Апатит-магнетитовые и апатит-нефелиновые месторождения ассоциируются с платформенной формацией щелочных пород или, более редко, со щелочными дериватами основной магмы ранней геосинклинальной стадии (apatит + магнетит — Лебяжинское месторождение на Урале, СССР). Жильные и линзовидные тела апатитоносных пород обычно встречаются на контакте различных типов щелочных пород, которые образовались сходным образом путем дифференциации щелочной магмы на глубине.

К поздним магматическим породам (с минералами, содержащими гидроксильные группы) относятся граниты, базальты, диабазы, лабрадориты, туфы, пемза, перлиты и нефелиновые сиениты, которые используются в виде строительного камня и керамического сырья.

Плутонические породы слагают крупные интрузивные массивы (батолиты, штоки, плутоны). Они формируются на больших глубинах, медленно кристаллизуются и обладают полнокристаллической структурой. Гранит — это плутоническая порода, богатая кварцем и полевым шпатом. Благодаря прочности, долговечности и красивой окраске (серой, розовой, красной) гранит играет важную роль как строительный и облицовочный материал. Лабрадорит в ходе кристаллизации приобретает красивый ирризирующий блеск. Нефелиновый сиенит, также плутоническая порода, сложен в основном ортоклазом или микроклином (обычно пертитовым), нефелином и темноцветными минералами. Он является источником щелочей и благодаря отсутствию кварца представляет собой благоприятный субстрат для образования глиноземистого латерита.

Вулканические породы образуются в виде лавовых потоков или пирокластических отложений. Они быстро затвердевают и характеризуются афанитовой структурой, в них всегда присутствует то или иное количество стекла. Газовые пузырьки, образующиеся при

удалении летучих, часто приводят к формированию высокопористых пород. Медленная кристаллизация в интрателлурическую стадию может привести к образованию крупных кристаллов, рассеянных в лаве и впаенных в афанитовую основную массу. Базальт — темно-серая до черного очень твердая порода — применяется для производства щебня и минеральной ваты. Некоторые типы диабаза (эквивалента английского долерита) с офитовой структурой представляют собой прекрасный материал для памятников. Пемза образовалась при массовом развитии пузырьков (везикул) в жидкой лаве в результате высвобождения растворенных газов до остывания лавы и во время него. Высокая пористость обуславливает прекрасные теплоизоляционные свойства. Перлит — это природное стекло с многочисленными сферическими и дугообразными трещинами; он содержит 2—5% H_2O . При вторичном нагревании перлит резко вспучивается, и образуется искусственная пемза. Туф — это окаменевший вулканический пепел, сложенный в основном обломками кристаллов и вулканического стекла. Он может применяться в строительстве как легкий заполнитель или служить материнской породой для бентонита.

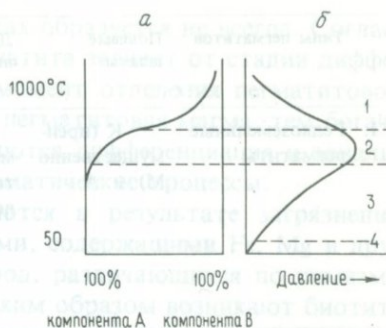
2.2. ПЕГМАТИТЫ

Продолжающаяся кристаллизация разнообразных магм, различающихся по химизму, приводит к образованию пегматитов. Одновременно с падением температуры и кристаллизацией обычных породобразующих минералов, которые на ранней магматической стадии лишены летучих, а на поздней захватывают только гидроксильные группы, остаточный магматический расплав все более обогащается летучими компонентами (рис. 2). Это обуславливает увеличение давления в магме до некоторой максимальной величины, при которой кристаллизуются пегматитовые минералы. Давление летучих в магме является причиной образования позднемагматических восходящих гидротермальных растворов.

Пегматиты имеют примерно тот же состав, что и материнские интрузивы; они отличаются меньшими размерами, жильной и гнездовидной формами тел, неравномерной зернистостью и наличием очень крупных кристаллов некоторых минералов. Иногда в пегматитах видны зональное строение и метасоматическое замещение ранних минералов более поздними.

Гранитные пегматиты начинают кристаллизоваться при 800—700 °С, когда, согласно Ферсману [57], вокруг пегматитовой жилы появляется мелкозернистый аплит в виде каемки шириной в

РИС. 2. *а* — зависимость между температурой и концентрацией легколетучего компонента А (например, вода) и труднолетучего компонента В (силикаты) в магме; содержание летучих компонентов увеличивается вследствие кристаллизации магмы при понижении температуры; *б* — зависимость от температуры (по Ниггли, см. в [154]). 1 — ортомагматическая стадия; 2 — пегматит-пневматолитовая стадия; 3 — гидротермальная стадия; 4 — сольфатарная стадия.



несколько сантиметров. Графический пегматит, соседствующий с этой каемкой и слагающий зону шириной в несколько десятков сантиметров, в которой кристаллы достигают 1 см, к центру переходит в блоковый пегматит с кристаллами микроклина более 1 м в диаметре (кристалл диаметром 6 м описан на месторождении Гротон в Нью-Гэмпшире, США). Блоковый пегматит кристаллизуется при 700—600 °С. Пегматиты, сложенные преимущественно кварцем и калиевым полевым шпатом, представляют собой простые образования. При падении температуры до 500 °С кристаллизуются минералы, содержащие летучие компоненты (H_2O , F, B), т.е. турмалин, мусковит, берилл, топаз и др. При температурах 500—400 °С ранее образованные минералы, особенно калиевый полевой шпат в блоковой зоне, метасоматически замещаются альбитом, мусковитом, литиевыми слюдами, сподуменом и минералами редких металлов. Таким путем образуются комплексные пегматиты. Метасоматические участки формируются не всегда; при более низких температурах возникает ассоциация гидротермальных минералов. На этой стадии образуются самые последние компоненты пегматита — кварцевые ядра в центральной части жилы. Схема развития пегматита во времени приведена в табл. 2; она основана на зависимости между типом пегматита и глубиной его формирования.

В другой схеме стадии развития пегматита выделяются в соответствии с ролью щелочных металлов в пегматитообразовании [68]: в стадию первичной кристаллизации (в общем идентичную стадии образования простого пегматита по Ферсману) Na и K появляются на I этапе (графические пегматиты), K — на II этапе (блоковый пегматит с мусковитом и бериллом) и Li — на III этапе (почти отвечающем кристаллизации блокового пегматита). В метасоматическую стадию отмечается следующая последовательность: (IV) — Na; (V) — K, Rb; (VI) — K, Li, Rb, Cs (с Cs-бериллом).

ТАБЛИЦА 2. Классификация комплексных пегматитов по минеральному составу и глубине образования (по Гинзбургу и Родионову, 1960, с изменениями)

Типы пегматитов	Полевые шпаты	Другие полезные минералы	Глубина образования	Условия образования и вмещающие породы
1. Редкоземельные пегматиты	К (преимущественно М) + А	Ортит, монацит, титано-тантало-ниобаты	Очень большая (> 8 км)	Гранулитовая фация, аляскитовые граниты, биотит-гранатовые гнейсы, силлиманитовые гнейсы, диопсидовые породы
2. Слюдоносные пегматиты	К (преимущественно М) + А	Мусковит, уранинит + мусковит, монацит + мусковит	Большая (6—8 км)	Амфиболитовая фация (ставролит-кианитовая субфация), биотитовые граниты, мигматиты, биотитовые, биотит-кианитовые и мусковит-ставролитовые гнейсы, кварциты, амфиболиты, мраморы
3. Редкометалльные пегматиты			Средняя (4—6 км)	Роговообманково-роговиковая фация (кордиерит-антофиллитовая субфация), биотитовые и мусковит-биотитовые граниты, мусковит-андалузитовые и биотит-кварцевые сланцы, амфиболиты, известняки
а) Берилл-мусковитовые	К (преимущественно М) + А	Берилл		
б) Альбитовые	А	Сподумен, берилл, танталит, касситерит		
в) Пегматиты с драгоценными камнями	К + А	Топаз — берилл, лепидолит (с турмалином)		
4. Хрусталеносные пегматиты	М	Горный хрусталь	Небольшая (2—4 км)	Зеленосланцевая фация, биотит-мусковитовые граниты, филлиты, хлоритовые сланцы

Примечание. К — калиевый полевой шпат, М — микроклин, А — альбит и альбит-олигоклаз.

Полная зональность в пегматитах образуется не всегда. Согласно Власову [196], зональность пегматита зависит от стадии дифференциации материнской магмы в момент отделения пегматитовой интрузии. Чем позднее отделяется пегматитовая магма, тем богаче она летучими и тем резче проявляются дифференциация и зональность пегматитовых жил и метасоматические процессы.

Гибридные пегматиты образуются в результате загрязнения краевых зон пегматитов минералами, содержащими Fe, Mg и другие элементы из окружающих пород, различающихся по химизму (например, из основных пород). Таким образом возникают биотит, кордиерит, диопсид и гранат. Низкокремнеземистые породы (например, ультрабазиты) обуславливают десилицификацию пегматита; вследствие дефицита SiO_2 в пегматите кристаллизуется корунд. Наличие пород с высоким содержанием Al (например, гранулитов) приводит к образованию корунда, силлиманита, андалузита и хризоберилла. Вынос SiO_2 из пегматитов в серпентиниты сопровождается образованием на контакте этих пород цеолитов, карбонатов и глинистых минералов (например, вермикулита).

Существуют следующие гипотезы образования пегматитов:

1. В результате магматической дифференциации. Эта гипотеза развита Ферсманом [57], Власовым [196], Солодовым (1959) и принимается ныне многими геологами, хотя раньше они придерживались магматически-метасоматической гипотезы, развитой Шаллером, Лэндесом и Гессом, или гипотезы Коржинского, Заварицкого, Успенского и Никитина, согласно которой пегматиты представляют собой продукты гидротермально-метасоматических процессов.

2. Магматически-метасоматическая гипотеза основывается на структурных особенностях пегматитов, которые образуются в две стадии. Простые пегматиты с зональным строением кристаллизуются из магматического расплава в первую стадию; во второй, метасоматической, стадии первичнообразованные минералы замещаются редкими минералами при воздействии восходящих пневматолито-гидротермальных растворов. Не всегда в пегматитовом теле проявляются обе стадии, иногда образуется только простой пегматит.

3. Гидротермально-метасоматическая гипотеза допускает наличие горячих газовой-жидких остаточных растворов (не из остаточного расплава), под действием которых происходит перекристаллизация изверженных пород (гранитов, аплитов и т.п.) в крупнокристаллические пегматиты, по минеральному составу не отличающиеся от материнских пород. Дополнительные порции растворов обуславливают альбитизацию калиевых полевых шпатов и метасомати-

ТАБЛИЦА 3. Гипотезы генезиса пегматитов [170]

Гипотеза	Участие остаточного расплава	Роль метасоматических процессов	Источник метасоматоза	Система	Растворимость летучих в магме
Магматическая	Определяющее	Вторичная	В самом пегматите	Полностью закрытая	Неограниченная
Магматически-метасоматическая	Большое на первой стадии	Важная	Глубинный	Открытая на I стадии, закрытая на II стадии	Не рассматривается
Гидротермально-метасоматическая (по Никитину)	Не рассматривается	Решающая	Глубинный	Полностью открытая	Ограниченная

ческое замещение пегматитовых минералов минералами, содержащими редкие элементы. В этой гипотезе учитывается ограниченная растворимость летучих компонентов магмы.

Каждая гипотеза имеет сильные, но в то же время и слабые стороны. Например, зональное строение пегматита лучше объясняется с позиций магматической гипотезы. В табл. 3 сопоставлены все гипотезы, рассмотренные выше.

Пегматитовые жилы обычно имеют линзовидную форму, пегматитовые штоки и лакколиты встречаются реже. Мощность жил и линз резко варьирует от сантиметров до сотен метров; их протяженность колеблется от нескольких метров до более тысячи метров. К центру жил обычно уменьшается содержание плагиоклаза и увеличивается содержание микроклин-пертита (Спрус-Пайн, Северная Каролина, США). Пегматиты почти никогда не встречаются в виде единичных линз или штоков. Скопления пегматитов образуют пегматитовые поля и провинции.

2.3. СКАРНЫ И СКАРНОИДЫ

На контакте plutonic и вмещающих пород тепло интрузии и гидротермальные растворы обуславливают образование контактово-метасоматических (скарновых) месторождений берилла, минералов бора, пирита, апатита, графита, асбеста и талька.

Интрузии прогревают породы кровли примерно на 200 м до температуры 600 °С за несколько десятков тысячелетий. Вследствие этого глинистые сланцы преобразуются в роговики, песчаники — в кварциты, а известняки — в мраморы. Летучие компоненты, отделяющиеся от магмы, обуславливают образование контактово-метасоматических месторождений на небольших глубинах (300—2500 м от земной поверхности, по данным разных авторов), где литостатическое давление ниже давления летучих.

Предполагается, что контактово-метасоматические месторождения образуются при 800—50 °С. Распределение таких месторождений контролируется тектоническими деформациями и нарушениями на контакте интрузии и вмещающих пород. Рудные тела месторождений обычно имеют неправильную форму. Их суммарная протяженность не превышает одной десятой периметра интрузии.

Согласно инфильтрационно-диффузионной теории Коржинского [96], образование контактово-метасоматических месторождений связано с биметасоматозом. Под действием тепла и гидротермальных вод компоненты интрузии и вмещающих пород переходят в раствор. По обе стороны контакта происходят обменные реакции между растворами и минералами. Новообразованные минералы содержат компоненты как интрузивной, так и вмещающей породы.

Если же обмена компонентами не происходит и нет привноса вещества в зону контакта, то образуются так называемые скарноиды [96], например волластонитовые скарноиды. Эти породы кристаллизуются только под действием тепла интрузии.

2.4. КАРБОНАТИТЫ

Карбонатиты — это породы, состоящие из карбонатов кальция или магния и слагающие интрузивные тела по форме, положению и структуре. Их образование объяснялось по-разному: деятельностью вулканических газов, перекристаллизацией карбонатных ксенолитов в изверженных породах, гидротермальной деятельностью и дифференциацией магмы, исключительно богатой карбонатами. В настоящее время большинство геологов являются сторонниками последней гипотезы, которая доказывается также извержениями вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, давшего карбонатитовую лаву. Считается, что карбонатиты представляют собой конечный продукт дифференциации щелочной мафической (нефелиновой) или ультрамафической (кимберлитовой) магмы. На связь карбонатитов с кимберлитами указывают также единичные находки частично корродированных алмазов в карбонатите из Альнэ (фон Эккерманн, см. в [130]). Экспериментальные исследования показывают, что карбонатитовая

магма может существовать при температурах 638—450 °С и давлении 100—1 ГПа. Кристаллизация карбонатитов, очевидно, прекращается при температуре ниже 100 °С.

Карбонатиты содержат ряд полезных нерудных минералов — апатит, флюорит, флогопит и вермикулит, а также рудные минералы с Nb, Ta, TR, Th и др. Карбонатиты имеют важное значение для решения вопросов тектоники, поскольку они формируются на платформах вдоль глубинных разломов, образование которых связывается также с генезисом кимберлитов. Карбонатиты позволяют проследить смену магматических процессов гидротермальными и поведение CO_2 в вулканических процессах [78]. Поскольку рассматривается связь карбонатитов с кимберлитами, то следует упомянуть, что фракционной кристаллизацией магмы щелочного перидотита (= кимберлита) в лабораторных условиях была получена богатая кальцием остаточная карбонатитовая жидкая фаза. Генезис карбонатитов весьма специфичен, и во всем мире известно 320 карбонатитовых тел, охватывающих площадь всего в 500 км².

Карбонатиты формируются при дифференциации миаскитовой (с H_2O и CO_2), а не агпаитовой (с F, Cl, H_2O) магмы. Породы миаскитового типа (включая карбонатиты) прорывают земную кору в виде вертикально расположенных тел, тогда как агпаитовые породы слагают интрузии в виде пачки блюдца (Кольский полуостров, СССР; Южная Гренландия). Щелочные породы и ассоциирующиеся с ними карбонатиты прорывают древние щиты, особенно вдоль крупных рифтовых зон и глубинных разломов, простирающихся до верхней мантии (например, Восточно-Африканский рифт, апатитоносные карбонатиты в Сукулу-Хиллс, Уганда; Палабора в ЮАР. В сходных обстановках карбонатиты встречаются в СССР, Канаде, Индии).

Для образования карбонатитов требуется длительный период тектонического покоя земной коры, чтобы в данном участке верхней мантии накопилось достаточное количество ювенильного CO_2 . Это, с одной стороны, вынуждает вещество мантии внедриться в кору под эксплозивным давлением, а с другой — войти CO_2 в состав карбонатитов на конечной стадии дифференциации. Условиям длительного тектонического покоя лучше всего соответствуют щиты.

Карбонатиты формировались на разных глубинах. Известны плутонические, гипабиссальные, субвулканические и вулканические тела (вулкан Каримаси в Восточно-Африканском рифте — экструзивные карбонатиты с ксенолитами интрузивных карбонатитов; вулкан Ол-Доиньо-Ленгаи в Танзании — Ca — Na — K-карбонатные

лавы, пепел состава Na_2CO_3). Коническая и концентрическая формы карбонатитовых интрузий и вмещающих их ультраосновных щелочных пород, которые в плане представлены концентрическими поясами разных пород, отличаются от той обычной формы, которая ранее предполагалась. Такое строение, вероятно, типично только для среднелюбинных интрузий. В центральной части обычно располагаются карбонатиты, а к периферии интрузива их сменяют ультраосновные щелочные породы и фельзитовые щелочные породы. Иногда наблюдается обратная последовательность, причем карбонатиты слагают периферические части сложной конической интрузии (например, массив Кондер, Алдан, СССР, сложенный карбонатитом с флогопитом).

В контактах малоглубинных карбонатитов вмещающие полевошпатовые породы подвергаются фенитизации (щелочному метасоматозу). В соответствии с интенсивностью метасоматоза вмещающие фениты (вторичные щелочные сиениты) образовались в три стадии:

1. Калиевый метасоматоз (образование ортоклазитов и санидитов).
2. Образование альбита и рибекита.
3. Образование типичного фенита (эгирин, калиевый полевой шпат).

Карбонатитовые минералы кристаллизуются в следующей последовательности: кальцит, содержащий Sr и Ba и иногда включающий пластинки доломита (эта порода называется сёвитом); доломит; анкерит; сидерит; родохрозит; карбонаты редких земель. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатитах ниже, чем в карбонатных осадках, но идентично таковому в щелочных магматитах. Более высокие отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ также свидетельствуют об их ювенильном происхождении. В пустотах минералов некоторых карбонатитов и сопутствующих щелочных пород были определены метан и другие более полимеризованные углеводороды.

2.5. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидротермальные растворы образуются различным путем:

- 1) они могут быть ювенильного происхождения, т.е. образоваться при дифференциации кислой и средней магм в земной коре в соответствии с реакционным рядом Боуэна или бескислородной подкоровой основной магмы согласно принципу Феннера. В последнем случае постепенно образуются все более основные дифференциаты. Близ поверхности из 1 км^3 гранитной магмы высвобождается

до 0,2 км³ воды, тогда как из базальтоидной магмы на глубине воды выделяется гораздо меньше;

2) гидротермальные растворы образуются также в процессе ультраметаморфизма, который приводит к высвобождению ОН из минералов на малых глубинах при интенсивном региональном метаморфизме под действием высоких температур и давления (содержание воды обычно не превышает 1—2% массы пород). Метаморфические воды опережают фронт метаморфизма и обуславливают гидротермальное изменение или гранитизацию пород;

3) гидротермальные растворы возникают при дегидратации погруженных фрагментов литосферных плит;

4) гидротермальные растворы образуются в результате высвобождения, миграции и концентрации поровых вод осадочных пород при диагенезе и эпиметаморфизме. Поровые воды могут составлять до 30% массы пород;

5) гидротермальные растворы образуются также в результате просачивания атмосферных (вадозных) вод и их глубинной циркуляции.

Полезные элементы поступают в гидротермальные воды либо из 1) магмы или наиболее интенсивно выщелачиваемых материнских пород, 2) либо с глубины, либо реже 3) из менее глубоких более низкотемпературных зон (латерально-секреционная гипотеза). Согласно последней, руды образуются из компонентов вмещающих пород.

Обогащение гидротермальных вод элементами, выщелоченными из пород на глубине, весьма вероятно, однако осаждение этих элементов в близлежащих трещиноватых породах едва ли возможно. Известны жилы с различными рудными минералами в одном комплексе пород, или, напротив, одна и та же жила пронизывает несколько типов пород без какого-либо изменения состава на контакте с разными породами, что свидетельствует против латерально-секреционной гипотезы.

Аналогичная интерпретация дается в гипотезе Шнейдерхёна о регенерационных месторождениях. Эта гипотеза допускает образование месторождений на данной крупной территории в ходе одной стадии орогенеза, например в Евразии только во время герцинского орогенеза. В ходе более поздних орогенических стадий минералы растворялись и переносились гидротермальными растворами с более низких структурных этажей в более высокие и отлагались снова. Эта гипотеза справедлива только в отдельных случаях, но в целом она не согласуется с фактическими данными, например с разными отношениями стабильных изотопов в минералах с разных структурных этажей.

Теория магматического генезиса гидротермальных месторождений основывается на постепенном обогащении дифференциатов летучими компонентами (в основном S, Cl, F, B) и металлами, которые не вошли в решетку породообразующих минералов, а также на генетических (химических), пространственных и хронологических соотношениях между гидротермальными месторождениями и близлежащими магматитами. На месторождениях неметаллических полезных ископаемых, как и на рудных, видно зональное распределение минералов по отношению к материнской интрузии (например, кварц — флюорит — барит).

Можно предположить, что гидротермальные растворы заимствуют воду и полезные компоненты в разных количествах из различных источников — подкорового, магматического, метаморфического, диагенетического и атмосферного. Влияние метеорных вод на образование гидротермальных растворов, отрицавшееся до недавнего времени, оказалось несомненным, например, вследствие находок органических веществ (аминокислот и нитридов) в Вёльсендорфе (близ Регенсбурга, ФРГ) в светло- и темнополосчатых флюоритах, названных вонючим шпатом. Мобилизация и миграция ОН при метаморфизме, как, например, на контакте филлосиликатсодержащих кристаллических сланцев и ультрабазитов, привели к серпентинизации последних [148]. Кристаллические сланцы, обедненные ОН при серпентинизации ультраосновных пород, приобрели черты гранулитов.

Гидротермальные растворы представляют собой коллоидные, истинные или, что более вероятно, комплексные ионные и молекулярные растворы. Разложение легкорастворимых комплексов (например, тиосульфатов) на слаборастворимые ионы приводит к их осаждению. Перемещение и разложение комплексов, а также осаждение минералов происходят в результате изменения Eh, pH или парциального давления CO₂. Элементы переносятся преимущественно в виде хлоридов, гидрокарбонатов или сульфатов. На глубине растворы в основном кислые, позднее они становятся щелочными.

Полезные компоненты осаждаются из гидротермальных растворов в последовательности, определяемой растворимостью минералов и уменьшением температуры и давления. Гидротермальные месторождения образуются при температурах 500—300 °С на глубине 4—1 км, мезотермальные месторождения — при 300—200 °С на глубине около 2 км, а эпитермальные — при 200—50 °С на глубине около 1 км. Температуру образования гидротермальных минералов (табл. 4) можно примерно рассчитать по следующим параметрам: температуре плавления, которая определяет верхнюю предельную

ТАБЛИЦА 4. Геологические термометры [168]

Температура, °C	Минерал	Характер процесса
1890	Форстерит	Точка плавления
1713	Кристобалит	« «
1600	Силлиманит — муллит + + SiO ₂	Температура распада
1470	Тридимит — кристобалит	Температура фазового пере- хода
1400	Андалузит — муллит + + SiO ₂	Температура распада
1200	Кианит — муллит + SiO ₂	« «
1100	Тремолит, альбит	Точка плавления
950	Кальцит — CO ₂ + CaO (0,1 МПа)	Температура диссоциации
870	α-кварц — тридимит	Температура фазового пере- хода
685	Пирит — пирротин + S (0,1 МПа)	Диссоциация
573	α-кварц — β-кварц	Температура фазового пере- хода
481	Слюда	Исчезновение плеохроичных ореолов
450	Марказит — пирит	Температура фазового пере- хода
410	Арагонит — кальцит	То же
400—500	Образование Са-силикатов	
300	Дымчатый кварц	Потеря окраски
268	Карналлит	Превращение в сильвин
265	Боразит ромбический — ку- бический	Температура фазового пере- хода
175	Флюорит	Потеря окраски
130	Гётит	Точка плавления
119	Сера	« «

температуру образования; температуре диссоциации карбонатов и сульфидов (она увеличивается с повышением давления); полиморфным превращениям минералов (например, α-кварц — β-кварц — тридимит — кристобалит); распаду твердых растворов; температуре перекристаллизации; минеральным ассоциациям (например, в системе Al₂O₃—SiO₂ — H₂O каолинит исчезает при температуре выше 400 °C, монтмориллонит — при 430 °C, пирофиллит и диапсор образуются при температуре выше 300 °C, причем последний исчезает при 430 °C, когда образуются силлиманит, андалузит и

кианит); изменениям физических свойств минералов (например, флюорит обесцвечивается при 175 °С); габитусу кристаллов (например, берилла, апатита, кварца, кальцита, флюорита [52]); температурам гидротермального синтеза.

Влияние температуры и рН на генезис некоторых гидротермальных минералов можно изучить по температуре гомогенизации газовой-жидких включений материнского раствора в порах минералов (т.е. по температуре, при которой газовый пузырек исчезает и газ растворяется в жидкости); по температуре декрепитации минерального порошка (т.е. по температуре растрескивания обломков вследствие давления газовой и жидкой фаз, захваченных минералом); по содержанию сопутствующих элементов в минерале (например, по распределению альбитового компонента между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом [84]); по отношению изотопов $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ (например, для различия диагенетических и гидротермальных доломитов).

Минералы осаждаются из гидротермальных растворов в результате: 1) обменных реакций между раствором и породой или между гидротермальным раствором и подземными водами; 2) изменения величины рН или Eh; 3) падения температуры; 4) фильтрационного эффекта полупроницаемых пород; 5) адсорбции, абсорбции и химической сорбции; 6) изменения давления.

Порядок осаждения минералов, определяемый температурой, часто нарушается, например, в результате влияния местного (относительного) градиента давления (т.е. резкого падения давления при образовании рудных жил в системе трещин, связанных с разломами, которые сообщаются с дневной поверхностью [85]). Нарушение процесса можно также представить при излиянии гидротермального раствора на дно моря (минералы осаждаются в холодной щелочной морской воде, которая нейтрализует кислые рудоносные растворы) или при прохождении раствора через активные породы (например, карбонатные), которые осаждают компоненты из раствора на большей глубине, чем это можно было бы ожидать на основании растворимости минералов, температуры и давления. Если же гидротермальные растворы миновали все эти ловушки, то минералы осаждаются в сингенетических порах и интерстициях плоскостей напластования осадочных пород, в мелких пустотах эффузивных пород или в эпигенетических полостях растворения [77], а также в полостях, образованных в результате изменения объема пород и минералов при их перекристаллизации (например, гипс → ангидрит, арсенопирит → скородит). Гидротермальные минералы часто осаждаются в полостях тектонического происхождения, например в

замковых трещинах, смятых в складки слоёв, в брекчированных и трещиноватых породах или в разрывных нарушениях.

Метасоматические месторождения образуются путем замещения минералов (например, карбонатов, пирокластики) минералами, осажденными из растворов (например, флюоритом). Метасоматический характер месторождений распознается по следующим признакам: 1) неправильной форме; 2) наличию реликтов незамещенных пород, текстурные элементы которых прослеживаются в боковых породах; 3) наличию реликтовых минералов первичных пород; 4) копированию структурных элементов первичной породы метасоматическим телом; 5) отсутствию друзовой, гребенчатой и ячеистой структур. Количество минералов в отдельных метасоматических зонах определяется по правилу фаз Гиббса. Подвижность Ca и SiO_2 увеличивается с падением температуры, поэтому кальцит и кварц являются самыми поздними метасоматическими минералами. При избирательном метасоматозе некоторые слои в пачке пород замещаются в различной степени, что, вероятно, обусловлено топоминеральными эффектами или пористостью либо непроницаемостью слоёв, перекрывающих минерализованный горизонт. В соответствии с минеральным составом метасоматитов мы различаем щелочной метасоматоз (альбитизация: плагиоклаз + биотит → мусковит + серицит), кремниевый метасоматоз (роговики, вторичные кварциты, джаспероиды и сходные породы), глинистый метасоматоз (диккит в кислой среде и монтмориллонит — в щелочной), карбонатный метасоматоз (Ca, Mg, Mn, Fe) и магнезиальный метасоматоз (образование хризотила в базитах).

Наиболее обычные изменения боковых пород гидротермальных месторождений неметаллов — это серицитизация, хлоритизация, каолинизация, окремнение, доломитизация, лиственитизация (превращение ультрабазитов в карбонаты Ca, Mg и Fe, тальк и кварц), оталькование, алунитизация, флюоритизация, баритизация и пиритизация.

Современные гидротермальные растворы, выходящие на поверхность земли, отлагают в каналах и полостях боковых пород соединения Pb, Zn, Cu, Mo, As и других металлов (Камчатка, Курильские острова, СССР), кремнеземистые шлаки с сульфидами Hg, Sb, As, Cu и Pb (Стимбот-Спринг, Невада, США), минералы Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, As, Au, Ag и других металлов (Исландия, Новая Зеландия). Близ выхода термальных растворов с температурой 44—58 °С в трех депрессиях на дне Красного моря отлагается ил, содержащий халькопирит, сфалерит, пирит, барит и ангидрит.

Среди гидротермальных неметаллов апатит, флогопит и графит

принадлежат к высокотемпературным; среднетемпературные — барит, витерит, исландский шпат, магнезит, доломит, тальк и асбест, а низкотемпературный — каолин, который на других месторождениях представляет собой также продукт выветривания. Кварц, пирит и флюорит кристаллизуются в широком интервале температур, причем кварц при относительно более высоких температурах, а два других минерала — в основном при средних температурах.

2.6. СУБЛИМАТЫ

Сера и сассолин осаждаются из фумарол (водяной пар, CO_2 , SO_2 , N_2 , H_3BO_3) и сольфатар (водяной пар, H_2S , SO_2 , CO_2) в участках активного или затухающего вулканизма.

Сера приносится к поверхности в форме H_2S , SO_2 и S_2 (пары). Она осаждается на стенках жерла и кратера либо путем кристаллизации непосредственно из газов, либо в результате реакций $2\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 3\text{S}$ или $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{S} + 527,5 \text{ кДж}$. В обоих случаях избыток H_2S предохраняет новообразованную серу от контакта с атмосферным кислородом и, следовательно, от окисления. Вулканические породы часто метасоматически перерабатываются гидротермальными водами с газообразными H_2S и SO_2 . Если гидротермальные растворы изливаются на дне кратерных озер, то образуются сольфатарно-осадочные месторождения серы. Серные потоки из вулканов образуются посредством плавления серы, возникшей сублимационным или сольфатарно-осадочным способом в туфах под воздействием горячих газов (например, вулкан Сиретоко-Иосан на Хоккайдо, Япония).

Сассолин вместе с боратами аммония (лардереллитом и аммонийборитом) осаждается из фумарол и соффиони, причем в последних в одном килограмме газовой-жидкой фазы содержится 0,3—0,5 г H_3BO_3 .

2.7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Процессы выветривания — это совокупность климатических, геоморфологических и гидрологических факторов, тектонических условий и состава материнских пород. Все эти факторы могут быть сведены к воздействию скорости просачивания и химизма грунтовых вод на химизм материнских пород.

Выветривание — это самый важный для человека геологический

процесс, так как оно обеспечивает поступление минеральных питательных веществ в почву и способствует образованию угля и нефти. Процессы выветривания обуславливают также образование каолинов, латеритов, бокситов, массивного магнезита, фосфатов, некоторых рудных (Ni, Mn, U) и ряда осадочных месторождений. Миграция металлов в кору выветривания над месторождениями позволяет проводить металлометрические поиски.

Выветривание — это сложный процесс физического и химического изменения пород, которые образовались в основном при высоких температурах и давлениях и которые должны приспособиться к новым условиям существования на земной поверхности. Породы как компоненты литосферы стремятся к термодинамическому равновесию в новых физико-химических условиях атмосферы, гидросферы и особенно биосферы. Продуктами основных процессов выветривания — гидролиза (реакции обмена компонентов породы с водой), окисления (воздействия O_2 , Fe^{3+} , Mn^{4+} , S^{6-} , S^{4-}), карбонатизации и гидратации — являются главным образом глинистые минералы, окислы и гидроокислы Fe, минералы бокситов, реже карбонаты (например, сидерит в каолиновых профилях) и гидратированные минералы (например, гипс из ангидрита). На контакте минералов с первичной электропроводимостью вторичные изменения могут происходить даже в восстановительной обстановке вследствие разности потенциалов (например, разложение пирита на контакте с графитом).

Породообразующие минералы изверженных пород выветриваются в общем в той же самой последовательности, в которой они образовались, т.е., согласно ряду Боуэна (сначала оливин и анортит и в конце — калиевые полевые шпаты, мусковит и кварц), в соответствии с уменьшением энергии связи катион — кислород. Минеральный состав изверженных пород контролирует не только скорость выветривания, но также и состав продуктов выветривания: нонтронит образуется по ультрабазитам, а каолинит или монтмориллонит — по кислым магматическим породам; красноцветные «каолины» образуются по железосодержащим породам, а белые каолины — по лейкократовым (лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты, аркозы).

Реакции выветривания протекают на границе твердой и жидкой фаз. Главным источником воды является дождь. Благодаря примеси атмосферного CO_2 дождевая вода имеет слабокислую реакцию ($pH = 5,7$ и < 4 в вулканических областях).

Вследствие гидратации и гидролиза породообразующих силикатов pH грунтовых вод обычно увеличивается (pH абразии ортокла-

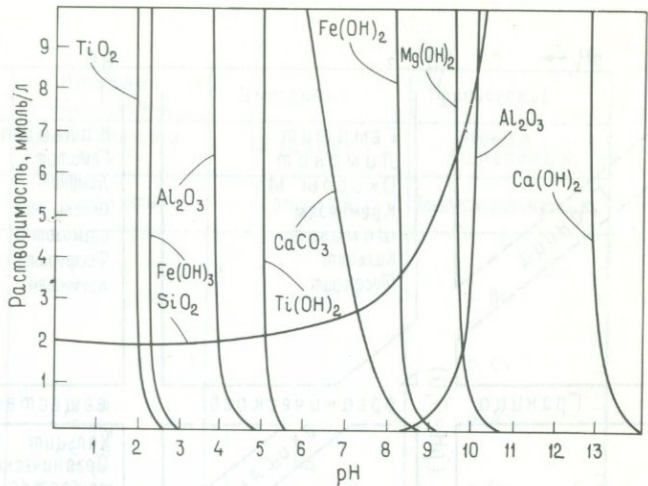


РИС. 3. Растворимость окислов и гидроокислов в зависимости от величины pH [120].

за равен 8, основного плагиоклаза — 10 и оливина — 11). Увеличению щелочности подземных вод препятствуют их просачивание и образование CO_2 при разложении органического вещества. Близ корней растений отмечается высокая концентрация H^+ .

Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) оказывает большое влияние на миграционную способность ионов в гипергенной обстановке. Величина его зависит от наличия O_2 и органических веществ. Уровень грунтовых вод представляет собой границу между окислительной и восстановительной обстановками. Избыток органического вещества в аэрированной зоне выше уровня грунтовых вод также может временно в некоторых местах создавать восстановительные условия. Eh изменяется в течение года. Следует иметь в виду, что выветривание горных пород имело место и в прошлые геологические периоды, когда образовались мощные (до 100 м и более) древние коры выветривания.

Скорость выщелачивания ионов при выветривании зависит от pH (рис. 3), Eh (влияющего главным образом на поведение Fe и Ti, которые неподвижны в окислительной среде), от отношения pH/Eh (рис. 4), от степени фиксации ионов K глинистыми минералами, от реакций с органическим веществом и от ионного потенциала элементов (рис. 5).

В общем щелочные земли более подвижны, чем щелочи; Ca более подвижен, нежели Mg, а Na неизменно подвижнее K, который

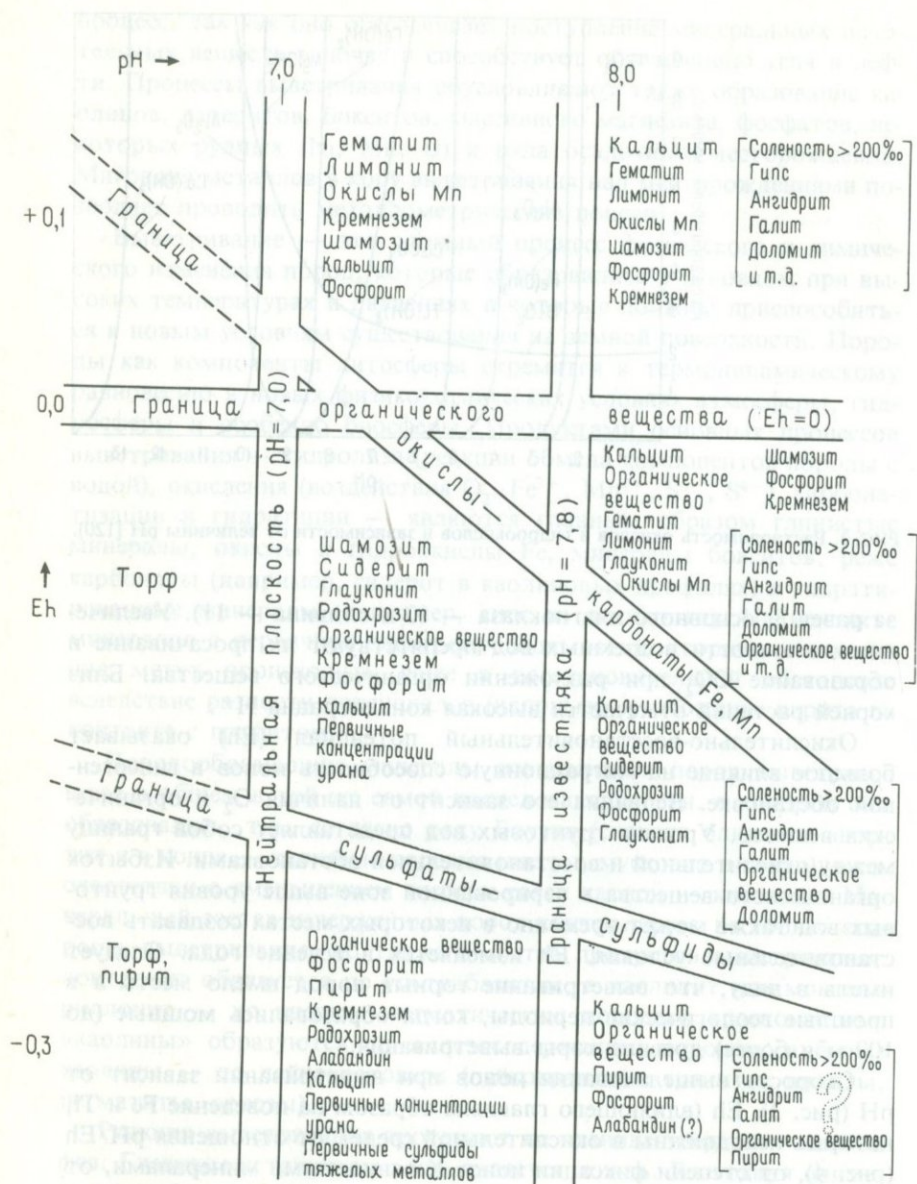


РИС. 4. Минеральные ассоциации в экзогенных условиях в зависимости от pH и Eh среды [101].

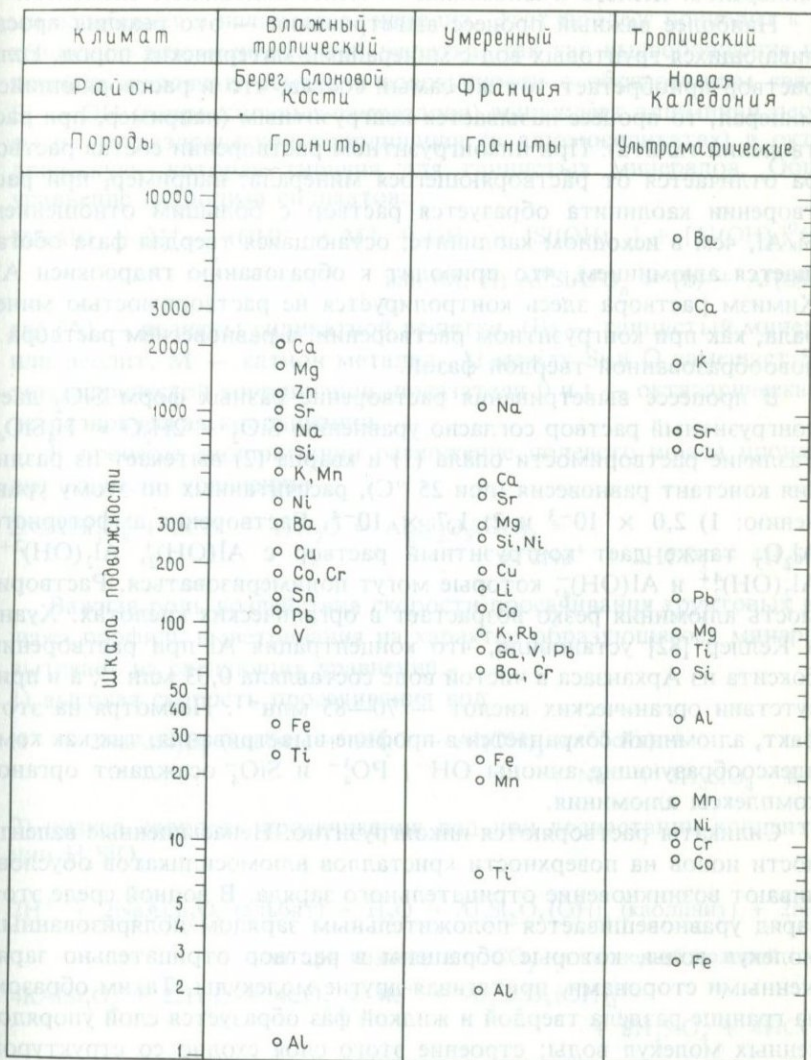


РИС. 5. Относительная подвижность элементов при выветривании пород в умеренном и тропическом климате (по Тарди и Трескасу, см. в [204]).

входит в межслойное пространство новообразованных глинистых минералов. Железо и алюминий — менее подвижные элементы.

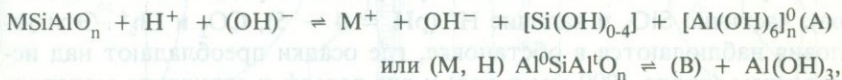
Наиболее важный процесс выветривания — это реакция просачивающихся грунтовых вод с минералами материнских пород. Если раствор приобретает тот же самый состав, что и растворяющийся минерал, то процесс называется конгруэнтным (например, при растворении галита). При инконгруэнтном растворении состав раствора отличается от растворяющегося минерала: например, при растворении каолинита образуется раствор с большим отношением Si/Al , чем в исходном каолините; остающаяся твердая фаза обогащается алюминием, что приводит к образованию гидроксида Al . Химизм раствора здесь контролируется не растворимостью минерала, как при конгруэнтном растворении, а равновесием раствора с новообразованной твердой фазой.

В процессе выветривания растворение разных форм SiO_2 дает конгруэнтный раствор согласно уравнению $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_4\text{SiO}_4$. Различие растворимости опала (1) и кварца (2) вытекает из различия констант равновесия (при 25 °C), рассчитанных по этому уравнению: 1) $2,0 \times 10^{-3}$ и 2) $1,7 \times 10^{-4}$. Растворение амфотерного Al_2O_3 также дает конгруэнтный раствор с $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, $\text{Al}_2(\text{OH})_2^{2+}$, $\text{Al}_2(\text{OH})_4^{4+}$ и $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, которые могут полимеризоваться. Растворимость алюминия резко возрастает в органических кислотах. Хуанг и Келлер [82] установили, что концентрация Al при растворении боксита из Арканзаса в чистой воде составляла $0,03 \text{ млн}^{-1}$, а в присутствии органических кислот — $70\text{--}85 \text{ млн}^{-1}$. Несмотря на этот факт, алюминий сохраняется в профиле выветривания, так как комплексообразующие анионы OH^- , PO_4^{3-} и SiO_4^- осаждают органо-комплексы алюминия.

Силикаты растворяются инконгруэнтно. Ненасыщенные валентности ионов на поверхности кристаллов алюмосиликатов обуславливают возникновение отрицательного заряда. В водной среде этот заряд уравнивается положительным зарядом поляризованных молекул воды, которые обращены в раствор отрицательно заряженными сторонами, притягивая другие молекулы. Таким образом на границе раздела твердой и жидкой фаз образуется слой упорядоченных молекул воды; строение этого слоя сходно со структурой льда. Некоторые атомы кислорода кристаллической решетки в группах $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$ замещаются гидроксилами из раствора, так как связь $\text{Si} - \text{OH} - \text{Si}$ термодинамически более устойчива, чем связь $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$.

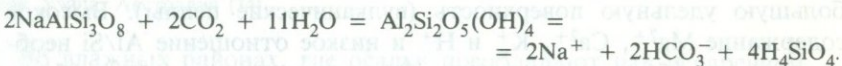
В дальнейшем связи $\text{O} - \text{H}$ образуют гидратированный слой кристаллической решетки посредством реакции ионов водорода (имею-

ших небольшой радиус и высокий электрический заряд) с ионами кислорода. В результате этого связь между кислородом и щелочами ослабевает и начинается гидролиз. Этот процесс приводит к сокращению алюмосиликатной решетки, так как высвобождение щелочей и щелочных земель в совокупности с образованием связей Si — OH (гидроксильных тетраэдров) вынуждает алюминий перейти из тетраэдрической координации (в алюмосиликатах) в октаэдрическую, которая типична для глинистых минералов. Общее уравнение гидролиза силикатов:



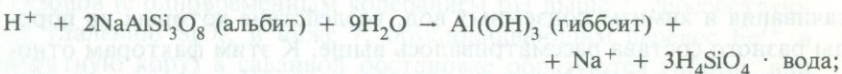
где (A) — реликты силикатной решетки, (B) — глинистый минерал или цеолит, M — катион металла, Al между Si и O замещает Si в тетраэдрической координации, показатели 0 и t — октаэдрическая и тетраэдрическая координации.

В процессе каолинизации разложение полевого шпата происходит согласно уравнению

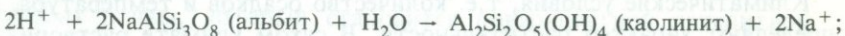


Важная роль воздействия скорости просачивания грунтовых вод через профиль выветривания на характер образующегося минерала вытекает из следующих уравнений:

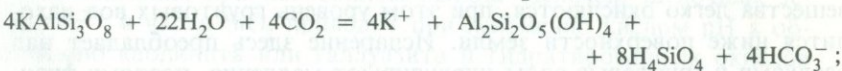
1) высокая скорость просачивания вод



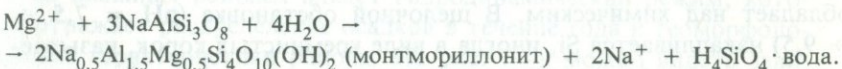
2) низкая скорость просачивания вод при возрастании концентрации H_4SiO_4



или при воздействии CO_2 на калиевый полевой шпат



3) очень низкая скорость просачивания вод (щелочи не выносятся)



При выветривании аутигенные (новообразованные) минералы возникают из истинных или коллоидных растворов, содержащих

продукты разложения алюмосиликатов. Аморфный аллофан образует округлые стяжения, но при старении приобретает упорядоченную структуру. При низком отношении Al/Si и высоких значениях рН образуются трехслойные силикаты (например, иллит). В противоположных условиях образуется двухслойный каолинит и кристаллизуются зародыши с гиббситовой структурой. Основные условия образования каолинита — это низкая концентрация K^+ , высокая степень выщелачивания Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Fe^{2+} (обычно образующегося при восстановлении Fe^{3+} в присутствии органического вещества), частично SiO_2 и наличие H^+ (рН = 4 – 5), CO_2 и Eh^+ . Эти условия наблюдаются в обстановке, где осадки преобладают над испарением (около 1000 мм в год) и где рельеф и структура материнских пород способствуют циркуляции подземных вод. Монтмориллонит образуется, когда Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} и Na^+ преобладают над K^+ , когда содержание SiO_2 выше по сравнению с содержанием Al_2O_3 и когда испарение превалирует над осадками при слабом выщелачивании, создающем щелочную среду. Монтмориллонит образуется преимущественно за счет силикатных пород, имеющих большую удельную поверхность (вулканические пеплы). Высокое содержание Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ и H^+ и низкое отношение Al/Si необходимы для образования иллита. Эти условия создаются в обстановке с умеренным количеством осадков и средней скоростью просачивания подземных вод.

В заключение этого раздела целесообразно рассмотреть влияние геологических факторов, так как они контролируют скорость просачивания и химизм подземных вод, воздействие которых на породы разного состава рассматривалось выше. К этим факторам относятся климат, геоморфология, которая оказывает влияние на гидрогеологический режим, и тектонические условия, контролирующие эрозию.

Климатические условия, т.е. количество осадков и температура, определяют характер растительности. В сухом климате растворимые компоненты накапливаются, а скудные остатки органического вещества легко окисляются, при этом уровень грунтовых вод находится ниже поверхности земли. Испарение здесь преобладает над осадками и грунтовые воды циркулируют медленно, поэтому физическое выветривание (инсоляция, кристаллизация солей и т.п.) преобладает над химическим. В щелочной обстановке (рН = 7,5 ÷ 9,5) накапливается Si, иногда в виде кремнистых корок, называемых силкретом (по аналогии с латеритом и каличе), и образуются монтмориллонит, иллит, вермикулит, хлорит и смешанослойные минералы.

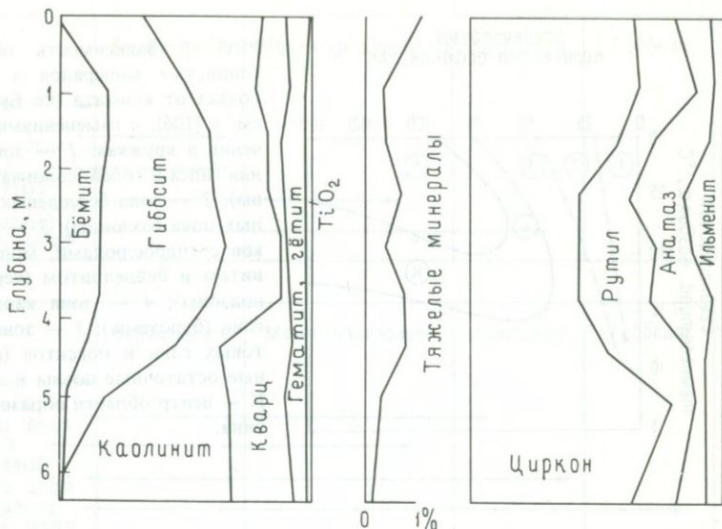


РИС. 6. Минеральный состав коры выветривания на глинистых сланцах; месторождение Уэйпа, Австралия [74].

Во влажных районах, где осадки преобладают над испарением, высокий уровень грунтовых вод обуславливает быстрый вынос растворенных веществ преимущественно в восстановительной (ниже уровня грунтовых вод) и кислой ($\text{pH} = 3,5 \div 6,5$) обстановках. В процессе аллитизации (рис. 6) при чередовании сухого и дождливого сезонов (с одновременным колебанием pH выше 7, способствующим удалению SiO_2 , и ниже 7, обуславливающим перенос Fe^{3+} в латеритную кору) в саванной обстановке образуются гипс или бёмит и окислы Fe. В пределах профиля в горизонте В сначала образуется гидрогётит, который затем дегидратируется в гётит; последний переходит в гематит, если эрозия вскрывает железистый горизонт почвы, который становится поверхностной латеритной коркой. Во влажных лесах или во влажных почти вечнозеленых лесах каолинизация при постоянном выносе щелочей, щелочных земель, Fe^{2+} и части SiO_2 приводит при неизменно кислом pH к образованию каолинита или галлуазита и гидратированных окислов железа. На формирование профиля каолинизации или латеритизации во влажных районах влияет гидродинамический режим, который отражает распределение осадков в течение года и геоморфологические характеристики района. На рис. 7—9 можно видеть зависимость минерального состава продуктов выветривания от климата, в основном от температуры. Эти соотношения показывают,

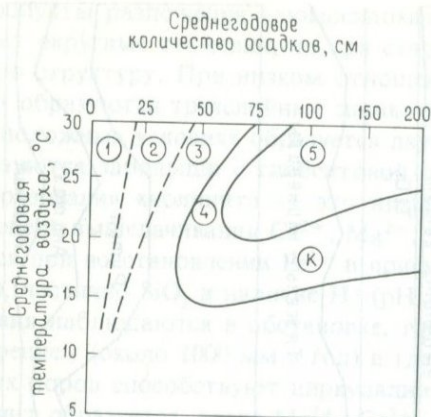


РИС. 7. Зависимость образования глинистых минералов в осадках и почвах от климата (по Бушинскому, см. в [106], с изменениями). Обозначения в кружках: 1 — зона осаждения гипса и солей (солончаковые почвы); 2 — зона бессолевых карбонатных почв (солонцы); 3 — зона осадков с гидрослюдами, монтмориллонитом и бейделлитом (черноземы и подзолы); 4 — зона каолиновых глин (буроземы); 5 — зона каолиновых глин и бокситов (красноземные остаточные почвы и латериты); К — центр области образования каолина.

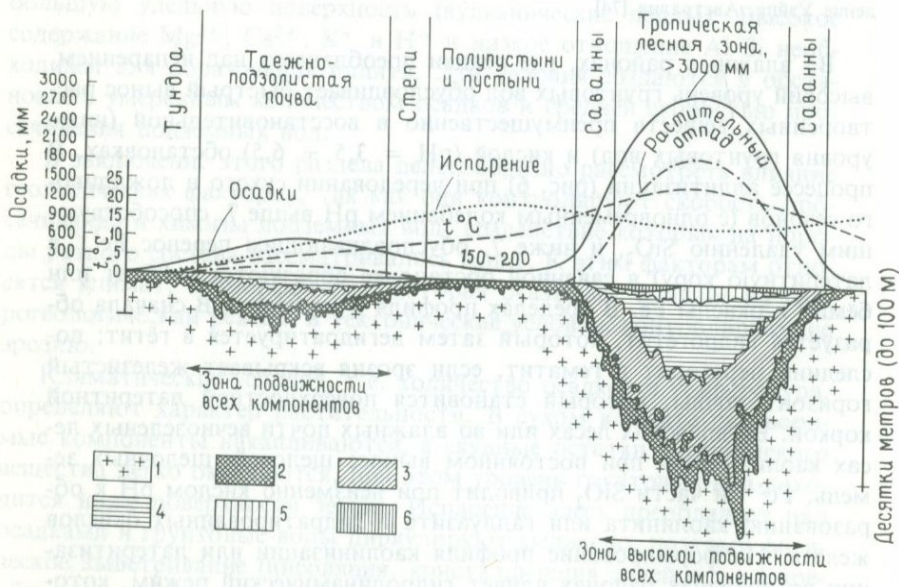


РИС. 8. Климатические зоны и выделение типов кор выветривания [175]. 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически мало измененной; 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 — каолиновая зона; 5 — охры, Al_2O_3 ; 6 — панцирь, $FeO + Al_2O_3$.

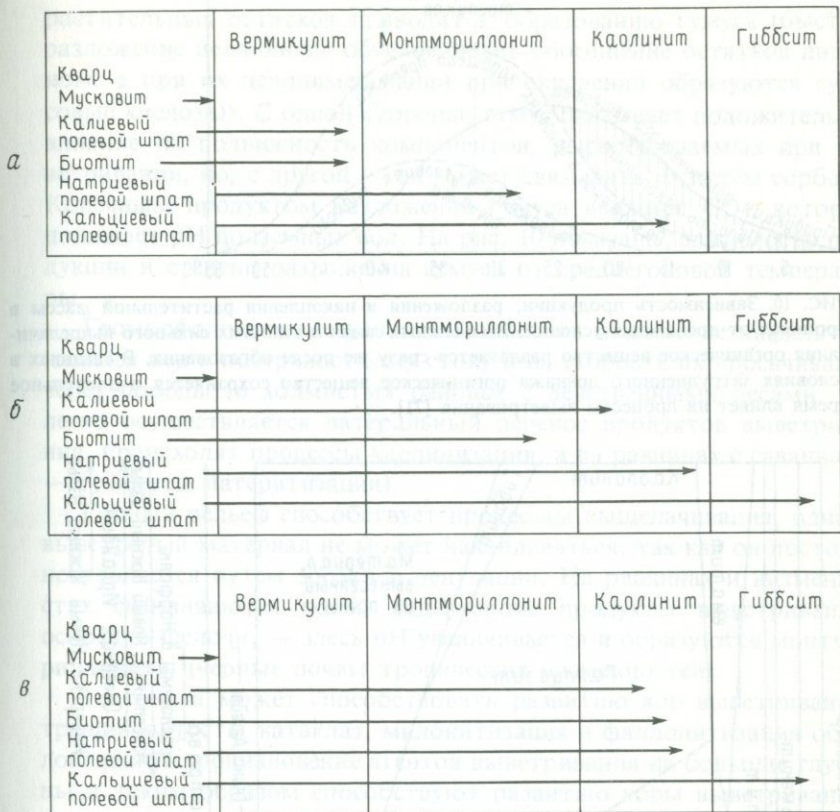


РИС. 9. Зависимость минерального состава остаточных продуктов выветривания гранитов от климата [177]. *а* — семиаридный климат; *б* — семигумидный климат; *в* — гумидный климат.

что характер продуктов выветривания зависит от их положения в профиле. Процессы каолинизации проявлены на значительной глубине латеритного профиля, а серицитизация происходит на еще более низком его уровне. С этой точки зрения каолин представляет собой незавершенный латерит, который является конечным продуктом в ряду выветривания в условиях земной поверхности.

Многообразна и роль растительности в процессе выветривания. Прежде всего растительность влияет на миграцию поверхностных и подземных вод; создавая кислую среду около корней растений, она способствует тем самым выветриванию, а проникновение корней до одной и той же глубины влияет на Eh среды. Разложение



РИС. 10. Зависимость продукции, разложения и накопления растительной массы в тропиках от дренажных условий. Во влажных лесах в условиях сильного выщелачивания органическое вещество разлагается сразу же после образования. В саваннах в условиях затрудненного дренажа органическое вещество сохраняется и длительное время влияет на процессы выветривания [71].

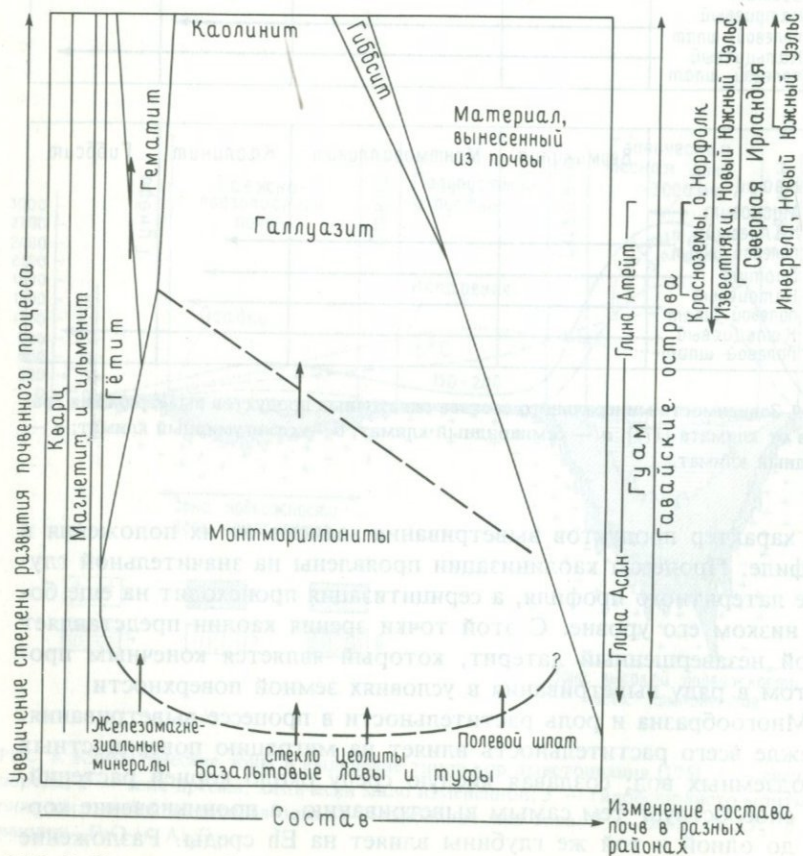


РИС. 11. Развитие профилей выветривания в зависимости от времени [32].

растительных остатков приводит к образованию гумуса (быстрое разложение целлюлозы обуславливает обогащение остатков лигнином, а при их деполимеризации при окислении образуются гумусовые кислоты). С одной стороны, гумус оказывает положительное влияние на подвижность компонентов, высвобождаемых при выветривании, но, с другой — он может связывать их путем сорбции. Конечным продуктом разложения гумуса является CO_2 , который понижает pH подземных вод. На рис. 10 показана зависимость продукции и степени разложения гумуса от среднегодовой температуры.

Геоморфологические условия влияют на отношение инфильтрующихся вод к поверхностному стоку и на скорость их просачивания через породы (в холмистых районах с девственными лесами, где легко осуществляется латеральный перенос продуктов выветривания, происходят процессы каолинизации, а на равнинах с саваннами — процессы латеритизации).

Горный рельеф способствует процессам выщелачивания, однако выветрелый материал не может накапливаться, так как он постоянно удаляется путем эрозии и денудации. На равнинах и низменностях скапливаются воды, содержащие продукты выветривания, особенно щелочи, — здесь pH увеличивается и образуются монтмориллониты (черные почвы тропических низменностей).

Тектоника может способствовать развитию кор выветривания: трещиноватость, катаклаз, милонитизация и филлонитизация обуславливают проникновение агентов выветривания на большие глубины и таким образом способствуют развитию коры выветривания, часто линейно-вытянутой. Кроме того, серицит в милонитах и сланцах благодаря чешуйчатому габитусу имеет большую поверхность, способную к реакции с агентами выветривания, нежели неизменный полевой шпат. Тектоническое поднятие блоков, покрытых выветрелым чехлом, оказывает нежелательное воздействие, так как выветрелый материал легко подвергается эрозии. В опущенных блоках под покровом более молодых осадочных или эффузивных пород кора выветривания может лучше сохраниться.

Периоды длительной тектонической стабильности без трансгрессий и регрессий благоприятны для развития мощных кор выветривания, однако слабые изменения базиса эрозии, обусловленные тектоническими явлениями, способствуют изменению глубины выветривания. Мощность выветрелого чехла прямо пропорциональна длительности выветривания; средняя скорость выветривания составляет 10—100 м в 1 млн. лет. Скорость выветривания можно точно определить на примере базальтов Гавайских остро-

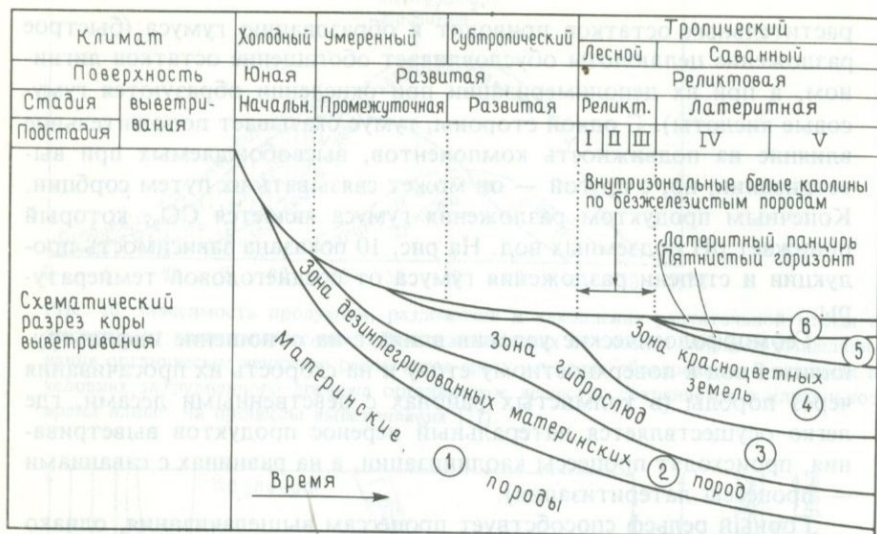


РИС. 12. Влияние климата (тепло и химическая энергия) и геоморфологии (кинетическая энергия грунтовых и поверхностных вод) на развитие коры выветривания [107]. 1 — материнские породы; 2 — зона дезинтегрированных материнских пород; 3 — зона гидрослюдов; 4 — зона красноцветного остаточного выветрелого материала (зона каолинита и гидратированных окислов Fe; после выноса железа образуется зона белого каолина, иногда с реликтами зоны (4) в основании); 5 — пятнистый горизонт (зона каолинита и гидратированных окислов Fe и Al); 6 — латеритная кора (зона окислов Fe и Al); I—V — подстадии процесса образования тропической коры выветривания: I — подстадия однородного красноцветного выветрелого остаточного материала, II — подстадия начальной концентрации минералов Fe в горизонте B, III — подстадия конкреций минералов Fe в горизонте B, IV — подстадия проницаемой латеритной корки в горизонте B, V — подстадия непроницаемой поверхностной латеритной корки.

вов. Здесь на самых древних базальтах в северо-западной части архипелага образовались латериты, тогда как на самых молодых базальтах в юго-восточной части — только бурые почвы (рис. 11). Развитие горизонтов и подгоризонтов в профиле выветривания в зависимости от времени, геоморфологических циклов и климата показано на рис. 12.

2.8. ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Продукты выветривания распределяются под действием воздушных масс, воды, льда и гравитации, эти же агенты обеспечивают и перенос материала. Воздушный транспорт играет важную роль в пустынных районах, особенно в переносе вулканического пепла на

большие расстояния. В 1947 г. пепел из вулкана Гекла (Исландия) был перенесен в зависимости от размера частиц на 3800 км (частицы размером 0,006 мм), 820 км (0,03 мм) и 283 км (0,07 мм). Вулканические компоненты в осадках способствуют образованию монтмориллонита и развитию диатомей. Песчаные зерна крупнее 1 мм переносятся ветром по поверхности дюн путем сальтации; в результате такого переноса поверхность зерен становится замутненной. Ветер со скоростью 6,7—8,7 м/с переносит песчинки диаметром 0,25 мм, а ветер со скоростью 9,8—11,4 м/с — песчинки диаметром 0,5 мм.

Транспортировка льдом встречается реже и протекает очень медленно: альпийские долинные ледники движутся со скоростью 30—150 м/год, а скорость гималайских ледников достигает 700—1300 м/год. Материал, переносимый ледником, не сортируется.

Большая часть выветрелых материалов переносится к месту отложения водой в виде насыщенных или ненасыщенных растворов, коллоидных растворов, суспензии либо путем сальтации или волочения по руслам потоков (рис. 13). Обломочный материал, переносимый

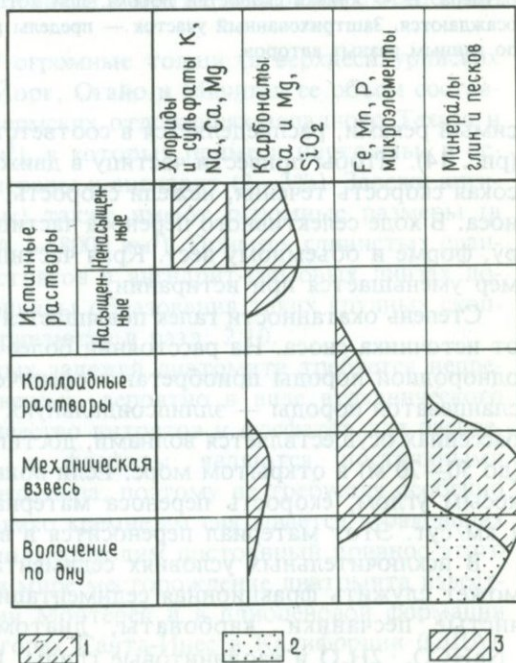


РИС. 13. Формы переноса в реках основных компонентов осадков [175]. 1 — минералы глины; 2 — минералы песков и обломки пород; 3 — прочие компоненты.

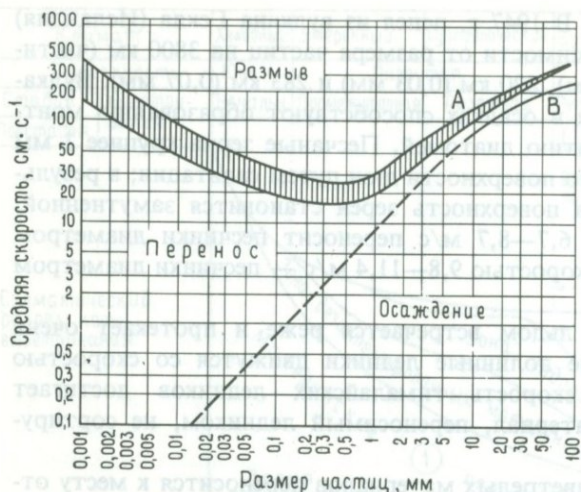


РИС. 14. Размыв, перенос и осаждение частиц в зависимости от их размера и скорости потока воды (по Хьюлстрому, см. в [192]). А — кривая наименьших скоростей потока, при которых размываются осадки, сложенные частицами определенного размера. В — кривая скоростей потока, при которых частицы данного размера осаждаются. Заштрихованный участок — пределы различных положений кривой А по данным разных авторов.

симый реками, распределяется в соответствии со скоростью потока (рис. 14). Чтобы привести частицу в движение, требуется более высокая скорость течения, нежели скорость, необходимая для ее переноса. В ходе селективного переноса частицы сортируются по размеру, форме и объемному весу. Края частиц сглаживаются, а их размер уменьшается при истирании.

Степень окатанности галек повышается с увеличением расстояния от источника сноса. На расстоянии более 5 км гальки из текстурно однородной породы приобретают сферическую форму, а гальки из сланцеватой породы — эллипсоидальную. Перенос частиц в водных бассейнах осуществляется волнами, достигающими больших глубин (до 50—70 м) в открытом море. Если волны подходят к берегу под косым углом, скорость переноса материала составляет примерно 1 км/сут. Этот материал переносится в виде суспензии.

В исключительных условиях седиментации, примером которых может служить фракционная седиментация [10], образуются очень чистые песчаники, карбонаты, диатомиты, трона $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и каолиновые глины. Пляжные пески вдоль береговых линий миогеосинклиналей, которые были устойчивыми

длительное время, в результате сортировки могут содержать до 98% SiO_2 , как, например, нижнесилурийские песчаники Таскарора в Аппалачах, США, которые при мощности 130 м покрывают территорию в сотни квадратных километров. Среднеордовикские песчаники Сент-Питер на востоке центральной части США содержат в среднем 97% SiO_2 . Эти песчаники сохраняют мощность 25 м на площади 500 000 км².

Не представляют собой исключения и известняки, содержащие 98% CaCO_3 (Колумбия, Огайо, США — средний девон; Конепруси, Чехословакия — нижний девон). Доломиты часто встречаются во внутренних частях рифов; залежи доломитов на месторождении Торнтон южнее Чикаго, содержащие 98,87% карбонатов, имеют мощность до 50 м и диаметр 1,6 км. Очень чистые карбонатные породы образовались в результате жизнедеятельности организмов, которые извлекали Ca и Mg из морской воды в условиях, сходных с современной обстановкой на Багамских островах, т.е. в неглубокой, чистой и теплой воде вдали от пенепленизированной суши. На рис. 15 показан вклад отдельных групп микроорганизмов в образование карбонатов в геологической истории Земли. На рис. 16 показана связь образования карбонатов и других минералов с осадочными фациями.

Каменная соль слагает огромные толщи (в верхнесилурийских отложениях штатов Нью-Йорк, Огайо и Мичиган ее объем составляет 12 000 км³, в верхнепермских отложениях западного Техаса и Нью-Мексико — 40 000 км³), в которых примеси ничтожны, в основном это глинистые минералы и ангидрит (2—3%). Залежи ангидрита (совместно с гипсом) также имеют огромные размеры (в пермских отложениях США — 8000 км³). Примесь глинистых сланцев и доломитистых известняков в ангидрит-гипсовых линзах достигает максимум 5%. Причины образования таких крупных скоплений эвапоритов рассматриваются в разд. 2.10.

Для образования крупных залежей диатомита требуется непрерывное поступление кремнезема, вероятно в виде вулканического пепла, и достаточное количество нитратов и фосфатов для расцвета диатомей. Нитраты и фосфаты являются постоянными компонентами цикла живого мира, поэтому не требуется особенно большого их привноса, однако кремнезем связывается в раковинах диатомей, и, следовательно, необходим постоянный привнос этого компонента. Крупнейшее в мире месторождение диатомита известно в миоценовой формации Монтерей и в плиоценовой формации Сискуок близ Ломпока в горах Санта-Инес в Калифорнии (США). Залежь здесь имеет мощность 420 м, содержание SiO_2 в некоторых

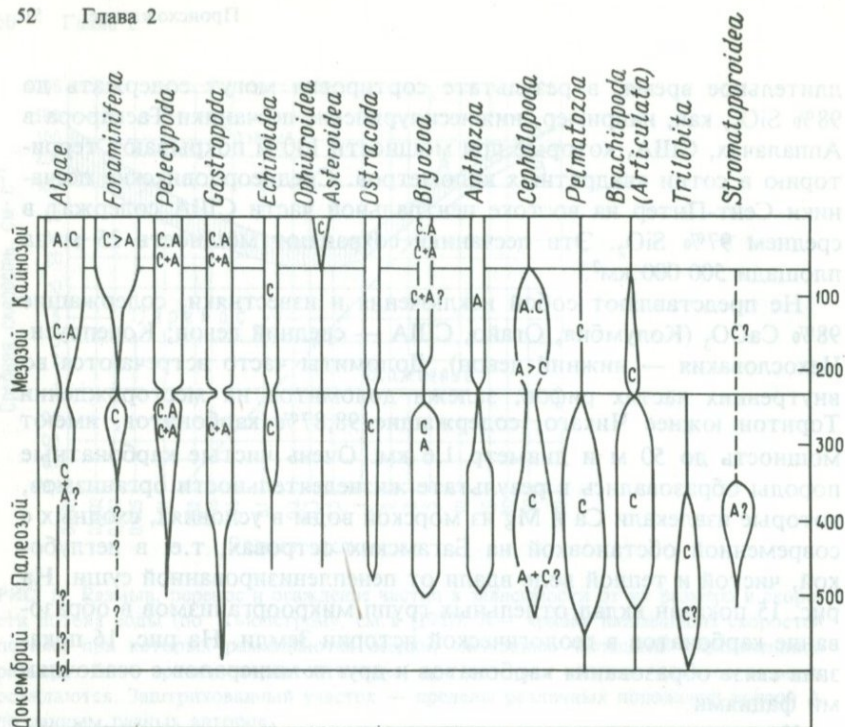


РИС. 15. Стратиграфическая роль организмов, строящих кальцитовые (С) и арагонитовые (А) скелеты (по Ловенстаму, см. в [37]).

Минерал	Фац и я						
	Р	Д	Л	ЛЗ	С	ММ	ГМ
Сидерит	[Dark shaded area indicating distribution]						
SiO ₂	[Dark shaded area indicating distribution]						
Пирит	[Dark shaded area indicating distribution]						
Анкерит	[Dark shaded area indicating distribution]						
Кальцит	[Dark shaded area indicating distribution]						

РИС. 16. Образование минералов в различных осадочных фациях (по Бровкову, см. в [37]). Р — речное ложе, Д — дельта, Л — лагуна, ЛЗ — лагуна с заливом, С — склон между лагуной и мелким морем, ММ — мелководное море, ГМ — глубоководное море.

слоях достигает 100%. Это означает, что поступление терригенного материала в осадочный бассейн было минимальным.

Крупнейшее в мире месторождение троны приурочено к эоценовой формации Грин-Ривер в озере Гозиут (Вайоминг, США); 75×10^9 т троны содержится в 40 слоях, покрывающих площадь 7000 км². Такие огромные скопления натрия нельзя объяснить только привнесом из выветривающихся близлежащих гранитов. Частично натрий, вероятно, поступал из вулканического стекла, а частично — из горячих источников, действовавших в этом районе в эоцене.

Большие запасы и высокое качество каолиновых глин (называемых в США каолинами) верхнемеловой формации Таскалуса в Южной Каролине вряд ли можно объяснить только переотложением каолинизированного кварц-полевошпатового материала плоских аллювиальных конусов в отмерших пресноводных руслах. Известно, что здесь встречаются крупнозернистые косослоистые речные пески, которые свидетельствуют о быстрой седиментации в неспокойной обстановке. Согласно одной из гипотез, эти месторождения образовались из вулканического пепла, принесенного ветром с побережья Мексиканского залива и из района нижнего течения Миссисипи и отложившегося в долинах и лагунах, где он сначала превратился в монтмориллонит, а затем — в каолинит. С этих позиций объясняются значительная мощность (до 13 м), протяженность (до 1,6 км в диаметре) каолиновых линз и низкое содержание примесей (всего 6% обломочного кварца и слюды). Природа создала здесь более фракционированный отмытый каолин, чем тот, который получают на современных гидроциклонах или в отстойниках (зеттлицкий стандарт каолина Ia из Карлови-Вари, Чехословакия, содержит около 90% каолинита).

Подобные исключительно чистые скопления полезных компонентов известны в россыпных месторождениях, особенно в пляжных россыпях алмаза, монацита, силлиманита, кианита, андалузита, граната и корунда. Богатые пляжные россыпи могут образоваться только там, где пенепленизированные кристаллические материнские породы, содержащие эти минералы в виде аксессуариев, подверглись глубокому тропическому выветриванию. Вскоре после поднятия суши эрозия высвобождает устойчивые аксессуарии, и они переносятся реками на побережье, где в результате волноприбойной деятельности тяжелые минералы концентрируются на относительно небольших участках (например, в Бразилии; Сьерра-Леоне; штате Керала, Индия). При погружении суши образуются латеральные песчаные гряды, которые обычно обогащаются тяжелыми

минералами (так называемые «черные пески»). Здесь действуют природные «гравитационные обогатительные фабрики», работающие по закону Архимеда с применением промывного лотка.

2.9. ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Образование осадочных месторождений неметаллических полезных ископаемых, как и всех осадочных пород, контролируется пространственным и временным факторами. Пространственный фактор определяет тип осадка, основными параметрами которого являются: расстояние от берега, морфология морского дна и геохимические барьеры (рис. 17). Фактор времени имеет особенно важное значение, когда диагенез протекает в изменяющихся условиях.

Диагенез (превращение рыхлого осадка в твердую породу, которое охватывает все процессы между седиментацией и метаморфизмом) представляет собой реакцию осадка на физико-химические условия среды седиментации (рН, Eh, давление, температура, концентрация анионов и катионов, см. табл. 5, рис. 18, 19).

При диагенезе в морской обстановке протекают следующие процессы: гальмиролиз, окисление или восстановление, гидратация или дегидратация, процессы природной хроматографии, доломитизация, дедоломитизация, окремнение, фосфатизация и сидеритизация [114].

а. Гальмиролиз («подводное выветривание», т.е. реакция между осадком и морской водой) приводит к образованию глауконита, филлипсита и глинистых минералов. Глауконит образуется на глубинах 15—500 м из глинистых минералов, слюд и полевых шпатов путем медленной гидратации и обмена катионами при рН около 8. Филлипсит — компонент красной глины в Тихом океане. Считают, что он образуется из палагонита (базальтового стекла), проходя стадию монтмориллонита. В осадке присутствуют глинистые минералы двух видов: перенесенные с суши (своевременно погребенные, например в геосинклиналях, и поэтому избежавшие воздействия морской среды) и аутигенные. Постоянно отмечается в морских осадках иллит; он может образоваться из монтмориллонита или каолинита. В осадках умеренных широт Атлантического и Тихого океанов иллит преобладает над монтмориллонитом и каолинитом в соотношении 8:1:1 (в тропической зоне Атлантики соотношение этих минералов 1:1:1).

Монтмориллонит, погребенный под мощной толщей осадков, превращается в иллит. Монтмориллонит представляет собой продукт выветривания мафических минералов и вулканического пепла

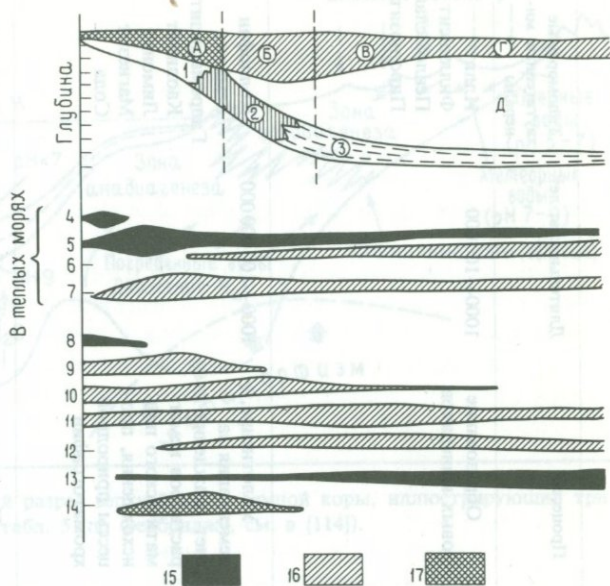


РИС. 17. Зональность минеральных новообразований в современных и древних морях (по Страхову, см. в [114]). А — зона взмучивания тонкого материала; Б — область течений циркулярного типа; В—Г — поверхностная зона волнений и ветровых течений; Д — зона очень слабых течений; 1 — пески; 2 — алевролиты; 3 — пелиты; 4 — CaCO_3 (оолиты); 5 — биогенный и химически осажденный CaCO_3 ; 6 — диагенетический CaCO_3 (бактериальный); 7 — разные типы диагенетического доломита; 8 — Fe_2O_3 , окислы Mn и Al_2O_3 ; 9 — лептохлориты; 10 — глауконит; 11 — карбонаты Fe и Mn (в илах без CaCO_3 или с низким его содержанием); 12 — сульфиды Fe, Mn (Cu и т.д.) в илах с высоким содержанием CaCO_3 ; 13 — SiO_2 биогенного происхождения; 14 — фосфориты первичные и диагенетические; 15 — минералы, осаждающиеся непосредственно из морской воды; 16 — диагенетические минералы; 17 — отчасти первичные, отчасти диагенетические минералы.

и часто образуется в болотах и лагунах в семиаридных условиях. Он встречается совместно с доломитом, тогда как иллит сопутствует известнякам. Каолинит в морских осадках аллотигенный и, по-видимому, в морской среде превращается в иллит.

б. Окисление и восстановление. Кислород в морские бассейны поступает с морскими течениями, которые создают окислительные условия на дне (что подтверждается образованием красной абиссальной глины и глубоководных марганцевых конкреций с Mn^{4+} , который образовался путем окисления Mn^{2+}).

в. Гидратация и дегидратация. Если объем морской воды в результате испарения уменьшается более чем на 50%, то из раствора

ТАБЛИЦА 5. Стадии (фазы) диагенеза (по Фербриджу, см. в [114])

Стадии диагенеза	pH	Eh	Глубина, м	Процессы	Длительность, лет	Типоморфные аутигенные ми- нералы	
Синдиагенез (син- генетический диагенез; сингенез — в русской литературе, стадия раннего захоронения — в английской литера- туре)	Пере- менный	Окисли- тельный; на стадии ран- него захоро- нения — вос- становитель- ный	1—100	Образование новых минералов	1000—100 000	Иллит Филлипсит Псилометелан Пирролизит	Ч Р Ч Ч
Анадиагенез (гипо- генный аутигенез, фил- ломорфная фаза; ката- генез — в русской ли- тературе, стадия позд- него захоронения — в английской литературе)	Щелоч- ной	Восста- новительный	1—10 000	Уплотнение, цементация за счет осаждения из растворов немаг- матического про- исхождения, про- цессы природной хроматографии	1000—100 000 000	Коллофан Гематит Гидромагнетит Каолинит Лимонит Магнетит Сода	Ч Ч Р Ч Р Р Р
Эпидиагенез (ги- пергенный эпигенетиче- ский аутигенез, эпиге- нез — в русской лите- ратуре)	Кис- лый	Окисли- тельный	1—3000	После подня- тия, до выветри- вания или эпиме- таморфизма	1000—10 ⁹	Ангидрит Брукит Церуссит Гриналиит Стронцианит Турмалин Циркон	Ч Р Р Р Р Р Р

Примечание. Ч — часто, Р — редко.

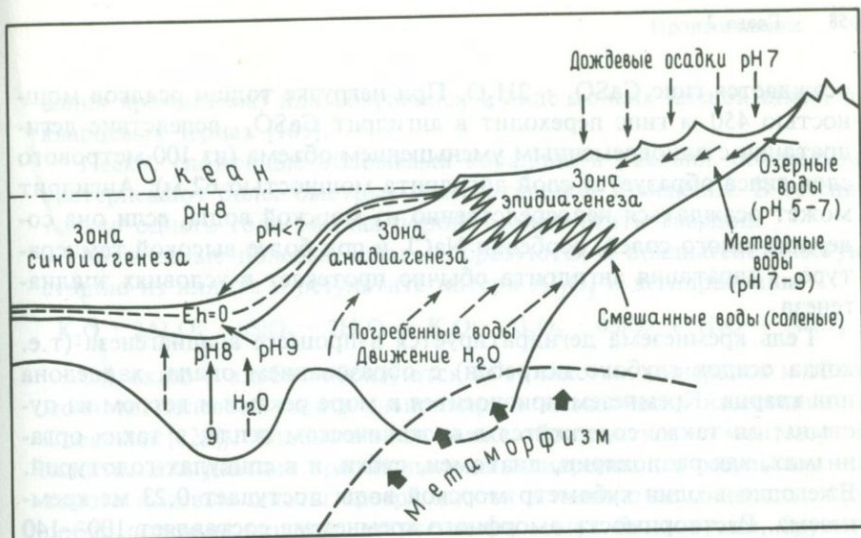


РИС. 18. Схематический разрез верхней части земной коры, иллюстрирующий три фазы диагенеза; ср. с табл. 5 (по Фербриджу, см. в [114]).

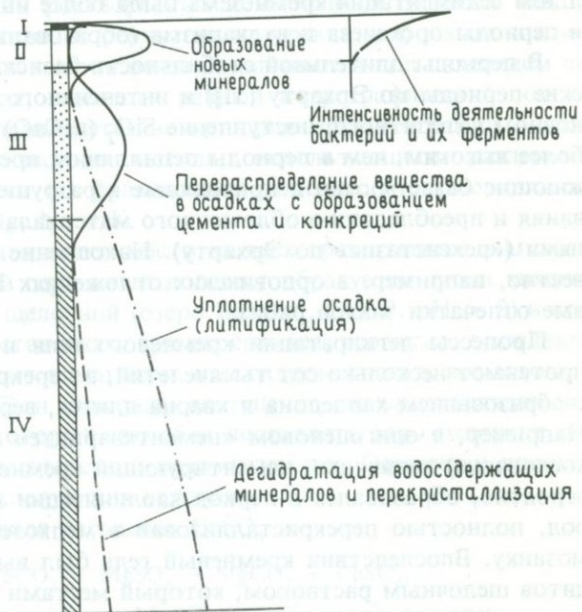


РИС. 19. Стадии диагенеза осадков (по Страхову и др., 1954, см. в [114]). I — стадия окисления; II — стадия восстановления сульфатов; III — стадия дегазификации осадков и начала их перекристаллизации; IV — стадия дегидратации, перекристаллизации и литификации.

осаждается гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. При нагрузке толщи осадков мощностью 450 м гипс переходит в ангидрит CaSO_4 вследствие дегидратации с одновременным уменьшением объема (из 100-метрового слоя гипса образуется слой ангидрита мощностью 62 м). Ангидрит может осаждаться непосредственно из морской воды, если она содержит много солей, особенно NaCl , и при более высокой температуре. Гидратация ангидрита обычно протекает в условиях эпидианеза.

Гель кремнезема дегидратируется в процессе анадиагенеза (т.е. когда осадок глубоко погребен) с образованием опала, халцедона или кварца. Кремнезем привносится в море реками и ветром из пустынь; он также содержится в вулканическом пепле, в таких организмах, как радиолярии, диатомеи, губки, и в спикулах голотурий. Ежегодно в один кубометр морской воды поступает 0,23 мг кремнезема. Растворимость аморфного кремнезема составляет 100—140 млн^{-1} ; с увеличением температуры она возрастает. Кварц менее растворим (7—14 млн^{-1}). В настоящее время гель кремнезема отлагается на морском дне только в небольших количествах; в прошлом седиментация кремнезема была более интенсивной, особенно в периоды орогенеза и вулканизма (образование кремней).

В периоды длительной стабильности базиса эрозии (биостатические периоды по Эрхарту [51]) и интенсивного выветривания (в основном латеритного) поступление SiO_2 (и CaO) в реки и моря было более высоким, чем в периоды осцилляции, преимущественно понижающие базис эрозии и приводящие к разрушению коры выветривания и преобладанию обломочного материала над кремневыми гелями («рексистазис» по Эрхарту). Накопление кремневого геля известно, например, в ордовикских отложениях Польши (халцедоновые отпечатки знаков ряби).

Процессы дегидратации кремневого геля и образования опала протекают несколько сот тысячелетий, а перекристаллизация опала с образованием халцедона и кварца длится, вероятно, еще дольше. Например, в олигоцене «цементкварците» в районе Мост (Чехословакия) первичный цементирующий кремневый гель, который, вероятно, образовался в период каолинизации кристаллических пород, полностью перекристаллизован в мелкозернистую кварцевую мозаику. Впоследствии кремневый гель был вынесен из этих кварцитов щелочным раствором, который местами просачивался из перекрывающих миоценовых базальтовых туфов, превращенных в бентониты при выветривании. Этот гель успел перекристаллизоваться с образованием халцедона (выполнение полостей выщелачи-

вания кремнезема) или сохранился в виде тонких пленок опала на кварцевых зернах [105].

Пески, сложенные обломками кораллов и раковин моллюсков, претерпевают более быстрые диагенетические изменения. В течение только одного года рыхлая порода может стать твердой.

Аутигенные полевые шпаты образуются в анадиагенетическую стадию из иллита в результате потери Al_2O_3 и дегидратации:

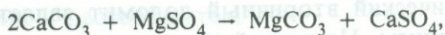


Ортоклаз и альбит образуются из глинистых минералов и обломочного полевого шпата (например, в мезозойских известняках в Словакии [129]). Альбит может также образоваться из монтмориллонита. Эти реакции противоположны гидролизу, в результате которого полевые шпаты превращаются в глинистые минералы. Подобно полевым шпатам, аутигенными могут быть рутил, брукит, анатаз, сфен, турмалин и циркон, которые обычно образуются в эндогенных условиях при высоких температурах.

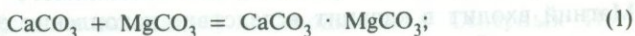
г. Природная хроматография объясняет явление постепенной селективной адсорбции растворенных компонентов поровых вод из осадков (преимущественно реликтовых морских вод) в ходе анадиагенеза, по мере того как эти воды поднимаются под давлением перекрывающих пород, имеющих разный петрографический состав. Это объяснение основывается на принципе хроматографии — современного аналитического метода, использующего разделение окрашенных веществ во фракционной колонке. Монтмориллонит захватывает Ca, Mg, Na и K.

д. Доломитизация имеет место на всех трех стадиях диагенеза. Синдиагенетический первичный доломит образуется путем химического осаждения в щелочной (озеро Балхаш, СССР, pH > 8) и восстановительной обстановках, причем сначала, вероятно, осаждаются совместно кальцит и магнезит или гидромагнезит, возможно, в смеси с бруситом. Эти минералы постепенно перекристаллизовываются в доломит, который способен поставлять Mg-компонент для дальнейшей метасоматической доломитизации. Осаждение доломита имеет место в следующих условиях:

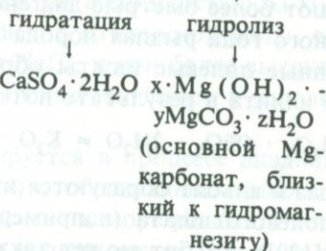
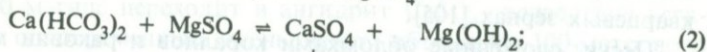
когда морская вода насыщена $CaSO_4$:



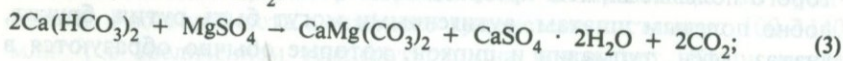
при низкой концентрации $MgSO_4$ реакция продолжается:



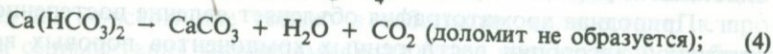
при более высокой концентрации $MgSO_4$:



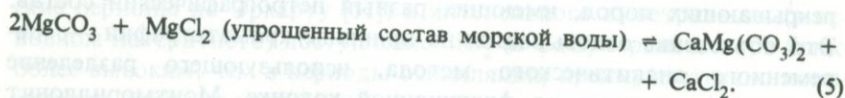
при более высокой концентрации $MgSO_4$ и более высоком парциальном давлении CO_2 :



при низкой концентрации $MgSO_4$:



при более высоких давлении, температуре и парциальном давлении CO_2 :



Большинство крупных залежей первичных доломитов образовалось по схеме, описанной уравнением (5) в докембрии и нижнем палеозое, когда в атмосфере было больше CO_2 . Отсутствие доломитов в более поздних отложениях объясняется расцветом зеленых растений, потребляющих CO_2 , непрерывным уменьшением количества CO_2 в атмосфере и обогащением ее кислородом.

Доломиты часто образуются совместно с гипсом (Персидский залив, южная часть Каспийского моря), так как точка пересечения кривых устойчивости кальцита и магнезита (которая означает совместное осаждение двух компонентов из раствора) лежит вблизи точки насыщения раствора $CaSO_4$.

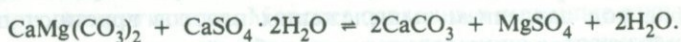
Синдиогенетический вторичный доломит является метасоматическим образованием. На первой стадии его развития Mg появляется в неупорядоченной решетке так называемого «Mg-кальцита». Магний входит в кальцит вследствие накопления его беспозвоночными и особенно известковыми водорослями. В решетке метастабильного кальцита содержится около 25—35% $MgCO_3$; этот каль-

цит в среде, насыщенной Mg^{2+} , за 1000—10 000 лет переходит в доломит, который образует идиоморфные ромбоиды, например, внутри известковых водорослей. Доломитовому метасоматозу благоприятствует давление. Доломитизация на коралловом атолле Фунафути, вероятно, имела место при давлении около 2 МПа. Кристаллы доломита встречаются и в абиссальных отложениях. Коралловые известняки на стабильном шельфе (например, Большой Барьерный риф Австралии), в основании которого отмечается давление 0,7 МПа, не подверглись доломитизации. Однако давление — не единственный фактор. Об этом свидетельствует очень слабая доломитизация коралловых известняков на островах Бикини и Эниветок, которые подвергаются ударному давлению при взрывах атомных бомб.

Анадиagenетические доломиты образуются преимущественно под воздействием погребенных морских вод, присутствующих в порых уплотняющегося осадка. Это воздействие более интенсивно, если содержание солей (в основном солей Mg) увеличивается в связи с соленосным горизонтом вблизи поверхности осадка или в связи с соленой лагуной, окаймленной барьерным рифом. Доломитизация известняков обуславливает уменьшение объема на 12%, что вызывает образование в них трещин разрыва и скалывания. Эти разрушения сопровождаются доломитизацией в вертикальном и боковом направлениях наподобие разветвленной елки.

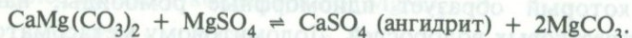
Эпидиagenетический доломит образуется в основании почвенного профиля под воздействием нисходящих вод, обогащенных Mg и образующих несогласные доломитовые корки (например, на девонских известняках и доломитах в массиве Эйфель, ФРГ). Такие образования сопоставимы с феррикретами (железистыми корками), образующимися на ранней стадии развития краснозема («латерита») в пределах почвенного профиля в тропиках, или с силкретами пустынных почв.

е. Дедоломитизация — это метасоматическое замещение доломита кальцитом или селективное выщелачивание $MgCO_3$ из доломита. Этот процесс приводит, с одной стороны, к образованию рыхло связанного кальцитового песка, а с другой — к образованию эпидиagenетического доломита на соседних участках. Там, где доломитовые слои чередуются со слоями гипса, доломиты становятся трещиноватыми и растворяются:



Кальцитизация (дедоломитизация) наблюдается в Северных Известняковых Альпах и в горах Юра во Франции. При наличии в рас-

солах $MgSO_4$ протекает следующая реакция:



В пермских — триасовых эвапоритах Англии кристаллы ангидрита корродируют доломит.

ж. Силицификация (окремнение) возможна при обычных температурах только при $pH > 9$, так как кремневый гель после дегидратации в синдиогенетическую и раннеанадиогенетическую стадии становится весьма устойчивым. SiO_2 находится в равновесии с $CaCO_3$ при $25^\circ C$ и $pH 9,8$. В этих условиях кварцевые зерна с поверхности слабо растворяются, затем выщелачиваются и замещаются карбонатами (если они имеются в растворе), как, например, при метасоматическом замещении кремней карбонатами. При $pH < 9$ реакция будет идти в обратном направлении. Растворимость кремнезема увеличивается с ростом температуры, растворимость же кальцита уменьшается. В эпидиогенетическую стадию pH стабилизируется, так что кальцит все еще слабо растворим, а SiO_2 устойчива. Следовательно, в условиях длительного тектонического покоя и тропического климата, что наблюдается, например, на Африканском, Австралийском, Индийском и Бразильском щитах, известняки эпидиогенетически замещаются кремневым гелем, образующимся при латеритизации. Гель кремнезема, переносимый вадозными водами на глубины до нескольких сот метров, участвует в процессе окремнения известняков, которые превращаются при этом даже в кварциты. Окремнение приводит также к образованию силкрета (кремнистого слоя в профиле выветривания в пустынях Южной Африки, Северной Сахары, в Австралии и других районах), к замещению карбонатных песков и реже — гипса опалом или халцедоном. В граувакках десилицификация приводит к замещению кварцита новообразованным иллитом. Этот же процесс ответствен за образование стилолитов, которые возникают не в результате растворения под давлением, а вследствие растворения кварца, например в песчаниках и кварцитах, щелочными растворами, содержащими K_2CO_3 , который освобождается под воздействием CO_2 на глинистые минералы цемента, особенно на монтмориллонит и иллит (обмен Ca и Mg из раствора на K). Кремнезем переходит в раствор, но осаждается в непосредственной близости в виде цемента в условиях кислой CO_2 -содержащей среды. В зонах растворения кварцевые зерна под давлением вышележащих пластов врастают друг в друга, образуя характерный сутуроподобный контакт.

з. Фосфатизации подвергаются известняки в эпидиогенетическую стадию. В морской воде содержится $0,07$ мг/л фосфора. Повыше-

ние концентрации фосфора связано с локальными процессами органического метаболизма. Фосфоритовые конкреции, часто совместно с глауконитом и копролитами, формировались на протяжении геологической истории Земли в морях в периоды обширных трансгрессий (кембрий, пермь, поздняя юра, ранний мел, третичный период), когда континенты окружались широкими шельфами с произрастающими на них зелеными водорослями, которые поглощали кальций и фосфор, поставляемые холодными восходящими течениями (апвеллинг). В более узких мелководных зонах погружающихся бассейнов (например, геосинклинальных бассейнов, подвергающихся тектоническому воздействию) фосфориты образуют пласты породы черного цвета с пиритом, который свидетельствует о восстановительных условиях синдиagenетической стадии. В анадиagenетическую стадию пирит часто окисляется и образуется гипс.

В четвертичных коралловых известняках (сложенных в основном метастабильным арагонитом) в тех местах, где они перекрыты отложениями гуано мощностью до нескольких метров, стенки кораллов подвергаются эпидиagenетическому инфильтрационному метасоматозу и под действием фосфорной кислоты замещаются коллофаном $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или даллитом $\text{Ca}_6(\text{PO}_4)_4 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 0,5 \text{H}_2\text{O}$. Под залежами гуано в пустотах известняков образуется также брусшит $\text{CaH}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

На вулканических островах (Навасса, Вест-Индия) или аридных побережьях (северная часть Чили) взаимодействие фосфорной кислоты с продуктами выветривания силикатных пород приводит к образованию вивианита $\text{Fe}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ или вавеллита $4\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$.

и. Сидеритизация. Сидерит образуется только в болотах и сходных малых бассейнах. Трехвалентное железо переносится реками и затем восстанавливается до двухвалентной формы. Удаление CO_2 из зоны осаждения в результате фотосинтеза вызывает диссоциацию иона бикарбоната и тем самым прямое осаждение сидерита из раствора. Поэтому сидерит часто сопровождает залежи угля.

Однако чаще сидерит образуется в процессе синдиagenеза путем замещения морских, особенно пористых, оолитовых и органических известняков, иногда сложенных арагонитом. Гидрозоли Fe_2O_3 осаждаются близ берега, образуя промышленные залежи в тропических районах, где реки поставляют соединения железа, образовавшиеся при латеритизации. Морские осадочные железные руды формировались в основном в периоды, совпадающие с трансгрессиями (ордовик, силур, юра, нижний мел). В сидерит-гематит-шамозитовых рудах сидерит обычно имеет диagenетическое метасоматиче-

ское происхождение. Согласно одной гипотезе, полосчатые железные руды, состоящие из прослоев Fe_2O_3 (отложенных в летние и влажные периоды?), формировались только в докембрии, когда морская вода была слабосоленой.

Переход от диагенеза к метаморфизму (на примере глинистых пород). Увеличение степени консолидации осадка связывается с уменьшением содержания H_2O , CO_2 и Fe_2O_3 и с увеличением содержания Na_2O и FeO . Промежуточная диагенетически-эпиметаморфическая стадия часто характеризуется кристаллизацией аутигенных слюд, ориентированных вкрест плоскостей напластования; этот процесс протекает при температуре около 300°C . Если первичная глина бедна калием и богата глиноземом (например, каолинитовая глина), то выше 400°C , т.е. в условиях фации зеленых сланцев, образуется пиррофиллит. Ранняя метаморфическая стадия (цеолитовая фация) фиксируется присутствием ломонтита, который не встречается в неметаморфизованных породах. Диагенез прекращается, когда все поры осадка закрываются в результате физических или химических процессов.

2.10. ЭВАПОРИТЫ

Месторождения эвапоритов формировались и формируются при испарении соленых вод в теплом сухом климате. В этом отношении все гипотезы образования эвапоритов сходны между собой, однако они различаются по характеристике среды и масштабам этого процесса [81]. Лайель [121] предполагал, что эвапориты отлагаются либо в изолированном озере, либо в лагуне, связанной с океаном. Эта неопределенность дала повод для пятидесятилетнего противоборства между озерной гипотезой Уолтера [198] и барьерной гипотезой Оксениуса [136], причем последняя была выдвинута еще Миллером в 1847 г. и Бишофом в 1855 г. [81].

Гипотеза Оксениуса объясняла большую мощность эвапоритовых толщ (Штасфурт, ГДР, 490 м) осаджением их в лагуне, отделенной от моря песчаным барьером с проливом, по которому свежая морская вода периодически вливалась в лагуну. В качестве специфического примера соленакопления в лагуне Оксениус и другие исследователи приводили залив-лагуну Кара-Богаз-Гол (СССР) в Каспийском море. В то время когда Оксениус выдвинул свою гипотезу, залив имел площадь $18\,000\text{ км}^2$ и глубину менее 13 м; уровень воды в нем был на 10—50 см ниже уровня моря вследствие испарения; в то время осаждался только гипс. В условиях постепенного падения уровня Каспийского моря вследствие испарения только в

1939 г. начали осаждаться поваренная соль, в 1944 г. — астраханит $[\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$, зимой 1944—1945 гг. — эпсомит и мирабилит, перед 1952 г. — глауберит и в 1955 г. — карналлит. Кара-Богаз-Гол стал, таким образом, прекрасным примером седиментации эвапоритов в лагуне почти через 90 лет после того, как на него указал Оксениус. В 1954 г. площадь залива уменьшилась до 8000 км^2 при максимальной глубине 3,1 м и высоте песчаного барьера 5—6 м над уровнем моря. Морская вода втекала в залив по проливу шириной 10,5 км со скоростью 25—44 м/мин. Уровень воды в заливе находился тогда на 3 м ниже уровня моря, и ежегодный приток воды составлял $9,3 \text{ км}^3$. Кара-Богаз-Гол — это не лагуна, а внутриконтинентальное соленое озеро, сходное с Мертвым морем, которое снабжается водой других внутренних озер. В лагунах же имеет место обычное морское осаждение кластического материала.

Отсутствие окаменелостей в эвапоритовых отложениях Уолтер [198] объяснял соленакоплением в мелководных внутренних бассейнах типа прибрежного озера с ровным илистым лишенным жизни дном. Соленосные отложения изредка содержат остатки наземных животных и растений (птиц, их яиц и перьев, лягушек, черепах, крокодилов, личинок бабочек и летающих ящериц, игл, листьев и плодов деревьев). Тот факт, что в Кара-Богаз-Голе встречается большое количество разложившихся рыб, свидетельствует в пользу гипотезы Уолтера о происхождении эвапоритов в пустынных озерных бассейнах. В большинстве современных лагун нет соленых вод, и большие глубины для них не характерны, как это предполагал Оксениус. Напротив, они изобилуют рыбой и при отливе вода из них уходит в море. Только в двух случаях осаждение солей происходит по схеме Оксениуса в глубоких лагунах, включающих рассолы и отделенных песчаным баром от моря: на побережье островов Старбак и Джарвис в Полинезии, в тропическом районе Тихого океана.

Гипотеза изолированных осадочных бассейнов, или модифицированная барьерная гипотеза, применялась для объяснения образования мономинеральных солевых отложений [27]. Эта гипотеза основывалась на эксперименте Усиглио [187] с водой Средиземного моря плотностью 1,02558, соленостью 38,45‰ и температурой 12,5 °С. С уменьшением объема воды при испарении плотность и соленость возрастали, и минералы осаждались последовательно от наименее растворимых до наиболее растворимых. На рис. 20 показано, что кальцит и гематит начинают осаждаться при уменьшении объема воды до 53,3% (плотность воды 1,0506), гипс — до 19% (плот-

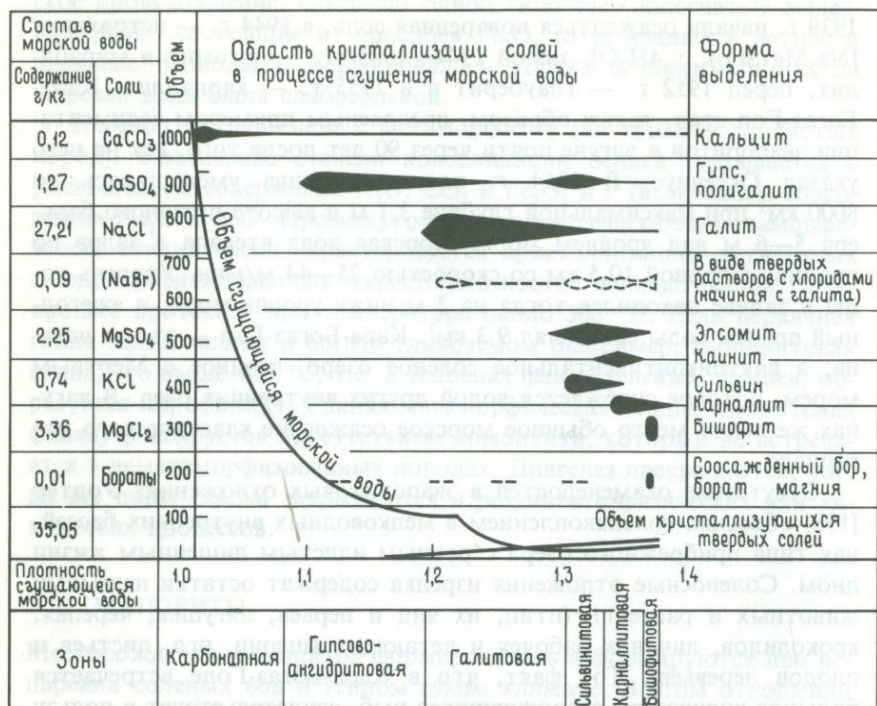


РИС. 20. Изменение объема морской воды и выделяющихся из нее твердых солей в процессе сгущения при испарении (по Валяшко, см. в [175]).

ность 1,1304), галит — до 9,5% (плотность 1,2080), а соли магния — до 1,6% (плотность около 1,3).

При температуре 25 °С минералы осаждаются из морской воды в следующей последовательности: кальцит, доломит, гематит, гипс (в себхах — надлиторальных аридных равнинах и в озерах с эвапоритами образуется ангидрит в условиях высокой солености при температуре более 34 °С); на глубине около 450 м гипс постепенно переходит в ангидрит, галит, астраханит, эпсомит, каинит, гексагидрит, сильвин, кизерит, карналлит, бишофит (химические составы см. в табл. 44) и бораты. Важно отметить, что, согласно гипотезе Оксениуса, должны осаждаться не только гипс и галит, являющиеся обычными компонентами эвапоритовых толщ, но также и другие соли. Чтобы решить этот вопрос, Брансон [27] выдвинул гипотезу изолированных осадочных бассейнов, которая допускает, что в каком-либо бассейне осаждается только один минерал из рассола,

содержащего немного других компонентов. Последние осаждаются последовательно в других осадочных бассейнах, в которые мигрируют материнские рассолы. Сходный процесс можно наблюдать при искусственном фракционном получении солей путем испарения в солевых отстойниках на берегу моря. Однако эта схема слишком искусственна и вряд ли осуществима в природе в больших масштабах. Мелкомасштабная седиментация подобного типа наблюдается в Мертвом море и озере Балхаш. В настоящее время в Мертвом море осаждаются арагонит и гипс (в озере Балхаш — карбонаты), а в мелких лагунах на западном побережье — другие соли; в лагунах, отделенных от озера Балхаш, осаждаются сульфаты и хлориды.

Кроме того, состав морской воды не соответствует составу эвапоритовых залежей. Мощность некоторых из них, отложенных из толщи морской воды на глубине, например, 1500 м (табл. 6), также не соответствует истинным мощностям на известных месторождениях соли. По сравнению с составом морской воды ископаемые эвапориты содержат заметно больше CaSO_4 и меньше солей Mg и K.

Это означает, что ископаемые эвапориты отлагались в иной обстановке, нежели та, которой соответствовал бы состав воды современных морей.

Гипотеза образования месторождений соли в условиях современных соленых озер (salines) и себх основывается на составе солей, осажденных в соленых озерах (при преобладании галита и ангидрита над доломитом и солями K), и скорости их отложения (от нескольких до 15 см/год). Однако крупные залежи соли не могли образоваться в соленых озерах или себхах. Современные осадки себхи в районе Персидского залива сходны по минеральному составу

ТАБЛИЦА 6. Содержание солей в морской воде и эвапоритах (по Шмальцу, 1969, см. в [81])

Соль	В одном литре морской воды, см ³	В эвапоритах (в среднем), см ³	Мощность солей (м), осажденных из толщи морской воды на глубину 1500 м
MgCl_2	1,48	0,02	2,20
KCl	0,43	0,23	0,65
MgSO_4	0,94	0,30	1,41
CaSO_4	0,59	4,29	0,89
NaCl	12,87	10,89	19,31
$\text{CaCO}_3 + \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	0,06	1,04	0,18

ву и последовательности выделения минералов с ордовикскими, силурийскими, пенсильванскими (верхнекаменноугольными) и юрскими эвапоритами США.

Седиментация эвапоритов в обширных осадочных бассейнах объясняется гипотезой их отложения в мелководной обстановке высыхающих глубоководных морских бассейнов. Эта гипотеза основана на том факте, что крупнейшие эвапоритовые месторождения неизменно встречаются в депрессиях. О седиментации в мелководном море свидетельствуют остатки мелководных организмов. Прослой черных сланцев, а также ленточная слоистость солей (чередование слоев: галит — ангидрит + карбонат, галит — сильвин, ангидрит — карбонаты) указывают на прерывистую седиментацию в глубоководном море. С другой стороны, скорость седиментации (например, 10 мм/год при образовании цехштейна в ФРГ с суммарной мощностью солей 1195 м) значительно больше скорости предполагаемого погружения дна (например, 0,1 мм/год в геосинклиналях). Из этого следует, что пласты соли большой мощности на дне обширных морских бассейнов сформировались в результате неоднократного высыхания моря, а не вследствие опускания дна.

На представления об образовании эвапоритовых залежей сильно повлияли результаты исследований в Мексиканском заливе и Средиземном море. Галит, гипс, ангидрит и доломит, вскрытые бурением ниже дна Средиземного моря [158], имеют позднемиоценовый возраст, как и соленосные отложения на Средиземноморском побережье. Эвапоритовые отложения в Чехословакии, гипс в районе Опавы и галит в восточной Словакии, также имеют позднемиоценовый возраст. Ранее они рассматривались как лагунные эвапориты. Сюй и др. (см. в [158]) считают месторождения поднятыми фрагментами огромной залежи, которая покрыла дно Средиземного моря, после того как оно высохло в позднем миоцене, когда прервалась связь с Атлантическим океаном. В то время в этих местах возникли пустыни, и соли отлагались в прибрежных бассейнах и соленых озерах. Уровень Средиземного моря упал на 3000 м ниже уровня Мирового океана. Сходную ситуацию в меньшем масштабе можно наблюдать в Мертвом море, уровень которого на 394 м ниже уровня Мирового океана, и на дно которого осаждаются эвапориты. Прослой гипса и галита в верхнемиоценовых отложениях Средиземного моря содержат пелагическую фауну, что указывает на неоднократное кратковременное восстановление связи с Атлантическим океаном. Эти отложения повсеместно имеют резкие контакты с подстилающими эвапоритами. Местами они содержат в основании эвапоритовую брекчию, которая образовалась в резуль-

тате разрушения эвапоритового пласта сильным потоком; в Гибралтарском проливе этот поток имел характер водопада с расходом воды, в сотни раз превышающим расход воды водопада Виктория на реке Замбези. Неоднократное заполнение Средиземного моря соленой океанской водой объясняет образование толщи эвапоритов огромной мощности. Если бы Средиземное море высыхало только один раз, то слой галита должен был бы иметь мощность менее 20 м при средней глубине моря 1500 м (см. табл. 6). Примером осаждения эвапоритов в мелких водах или в субаэральной обстановке служат доломитовые строматолиты и водорослевые осадки, которые могут формироваться только в тропической и субтропической зонах на уровне моря. Ангидрит средиземноморских эвапоритов отлагался при относительно высокой температуре аналогично современному ангидриту в себхах и солончаках. В эвапоритах видны знаки ряби, трещины усыхания и эоловая косая слоистость. Глубину образования галита можно рассчитать по изменению содержания в нем брома, которое возрастает при постепенном обогащении остаточного рассола в результате кристаллизации галита, причем это происходит быстрее в мелких водах, чем в глубоком морском бассейне. Такие расчеты неизменно дают небольшие глубины (например, галит в девонской формации Прери, США, образовался на глубине 62 см).

Понижение базиса эрозии, обусловленное высыханием Средиземного моря, доказывается наличием глубоко врезаемых речных долин, выполненных аллювиальными галечниками и перекрытых нижнеплиоценовыми морскими осадками в восточной части Испании (Эбро), на юге Франции (Рона), в Ливии, Египте (верхнемиоценовый каньон Нила в Асуанских гранитах имел глубину 1500 м), Сирии и других средиземноморских странах. Подводные каньоны прослеживаются в Балеарском бассейне (западная часть Средиземного моря) до глубины 2000 м ниже современного уровня моря.

Гипотеза высыхающих глубоких бассейнов также объясняет последовательное осаждение отдельных минералов. Карбонаты и сульфаты кальция, будучи наименее растворимыми, отлагались на шельфе по периферии бассейна, когда он еще был покрыт морской водой. Остаточный раствор, обогащенный хлоридами натрия и калия, а также другими солями калия, заполнял центральную часть бассейна. После высыхания бассейна галит отлагался близ его границ, а соли калия — в центральной части. Сходные явления наблюдаются в прибрежных солевых отложениях, в которых отдельные зоны указывают на постепенное понижение уровня озера вследствие испарения.

По аналогии с образованием верхнемиоценовых эвапоритов вокруг реликтов геосинклинали Тетис (Средиземного моря) можно объяснить распространение эвапоритовых залежей в западной Канаде (с солями калия в центральной части бассейна в южном Саскачеване), залежей верхнего цехштейна в ФРГ и ГДР (с известняками и ангидритом по периферии и с солями калия в центральной части, близ Штасфурта) и силурийской формации Салайна в США, в которой соль и гипс встречаются в ассоциации с пустынными осадками типа красноцветных пород.

В заключение можно сказать, что развитие небольших эвапоритовых бассейнов удовлетворительно объясняется барьерной гипотезой Оксениуса, гипотезой пустынных прибрежных озер Уолтера или гипотезой образования себх и солончаков. Образование крупных залежей эвапоритов удовлетворительно объясняется гипотезой Сюя (в которой рассматриваются высыхающие глубокие бассейны), вытекающей из гипотезы происхождения эвапоритов в себхах и гипотезы пустынных прибрежных озер Уолтера, в сущности представляющих собой внутриконтинентальные себхи.

2.11. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфизм — это минералогическое и структурное приспособление твердых пород к наложенным физическим и химическим условиям, отличающимся от условий выветривания и диагенеза [186]. Прогрессивный метаморфизм первоначально приводит к перекристаллизации пород, а последующие метасоматические процессы — к образованию все более глубинных минеральных фаций и к частичному анатексису и палингенезу (гранитизации).

Метаморфизм проявляется [113] при давлениях от 20 до почти 1000 МПа (обычно при 200—800 МПа) и температурах 200—1000 °С (обычно 300—750 °С). Согласно другим источникам [168], эпиметаморфизм начинается с распада каолиновой решетки при 450—500 °С, мезометаморфизм — с разрушения хлорита при 600 °С, а катаметаморфизм — с разрушения решетки мусковита при 700—750 °С и заканчивается с исчезновением гиперстена при 900—950 °С.

При контактовом метаморфизме изменения пород вблизи интрузии обуславливаются повышенной температурой, а при региональном метаморфизме — еще и повышенным давлением (литостатическое давление и стресс). В этих условиях происходит значительный перенос вещества, что называется метаморфическим метасоматозом (например, образование гранат-пироксеновой породы на контакте известняков и гранитов или образование мыльного камня при региональном метаморфизме перидотитов).

В этих процессах наличие воды имеет первостепенное значение, будь то ювенильная вода, поровая вода неметаморфизованных пород или вода минералов, содержащих H_2O и OH . Вода продвигается из области сильного метаморфизма к области слабого метаморфизма. Вода или, точнее, водяной пар при температуре выше критической (больше $374^\circ C$) создают высокое давление (одно литостатическое давление не может вызвать метаморфизм высоких ступеней на глубинах, доступных наблюдению) и уменьшают температуру метаморфических процессов, ускоряя и облегчая их протекание. Вода действует как высокоактивный растворитель, с помощью которого осуществляются селективный перенос некоторых веществ и их концентрация в минеральных месторождениях; например, при температуре водяного пара более $650^\circ C$ битумные компоненты осадков мигрируют в виде CO_2 и после взаимодействия с H_2 снова осаждаются в виде жил графита.

Метаморфогенные месторождения разделяются, подобно метаморфическим процессам, на контактово-метаморфизованные и регионально-метаморфизованные. Отдельная группа включает метаморфогенные месторождения, полезные компоненты которых были перекристаллизованы при метаморфизме, но раньше произошло их обогащение в результате миграции (о некоторых месторождениях графита см. выше). Автометаморфизм, например, изверженных пород под действием остаточных растворов, изменения в непосредственной близости от эндогенных месторождений и деятельность грунтовых вод (выщелачивание и цементация) обычно не относятся к метаморфизму. Дислокационный метаморфизм и диафторез не играют никакой роли в образовании минеральных месторождений.

Месторождения серы разрушаются при метаморфизме. В первичных битуминозных осадках графитовые залежи образуются при контактовом и региональном метаморфизме, в ходе которого аморфный углерод угольных пластов и битуминозных сланцев превращается в графит. Высокоглиноземистые минералы латеритов и каолинов в отложениях, образовавшихся при их перемыве (бокситы, каолиновые глины), переходят в корунд, андалузит, силлиманит и кианит. Фосфаты превращаются в апатитовые породы. Неметаллические минеральные ископаемые, содержащие фтор и бор, вероятно, мигрируют при метаморфизме и могут образовывать регенерированные месторождения (по Шнейдерхёну). Минералы, содержащие OH и H_2O , теряют эти компоненты и становятся безводными. Остальные минералы полезных ископаемых подвергаются только перекристаллизации. При ультраметаморфизме полезные компоненты и летучие, особенно вода, мобилизуются до

стадии частичного анатексиса или палингенеза пород. Полезные компоненты перемещаются перед метаморфическим фронтом, образуя месторождения талька, мыльного камня и антофиллита, которые невозможно отличить от гидротермальных месторождений современными методами. Стерильность палингенных гранитов обусловлена потерей породами полезных компонентов при ультраметаморфизме и палингенезе.

ТАБЛИЦА 7. Метаморфические фации и примеры типичных минеральных ассоциаций (по Краускопфу, 1967). Интервалы температур и давлений точно не известны; приведенные в таблице цифры — приблизительные;

С — минеральные ассоциации, образовавшиеся при метаморфизме глинистых сланцев; М — минеральные ассоциации, образовавшиеся при метаморфизме мафических изверженных пород

Температура, °С	Низкое давление	Высокое давление
	Литостатическое давление < 300 МПа, глубина < 10 км. Давление воды колеблется. Типичные условия контактового метаморфизма	Литостатическое давление и давление воды около 300—1200 МПа. Глубина 10—40 км. Типичные условия регионального метаморфизма
200—500	Альбит-эпидот-роговообманковая фация С: кварц, альбит, мусковит, биотит М: альбит, эпидот, актинолит, хлорит	Зеленосланцевая фация С: кварц, альбит, хлорит, мусковит и кварц, альбит, мусковит, биотит М: альбит, эпидот, актинолит, хлорит
300—600	Роговообманковая роговиковая фация С: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, мусковит М: плагиоклаз, роговая обманка	Амфиболитовая фация С: кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит, альмандин М: плагиоклаз, роговая обманка
Более 500	Пироксеновая роговиковая фация С: кварц, плагиоклаз, ортоклаз, кордиерит, андалузит М: плагиоклаз, диопсид, гиперстен	Гранулитовая фация С: кварц, плагиоклаз, ортоклаз, гранат, силлиманит М: плагиоклаз, гранат, гиперстен, кварц
Более 600	Санидинитовая фация С: тридимит, кордиерит, муллит, стекло М: плагиоклаз, диопсид, гранат	Эклогитовая фация С: неизвестна М: омфациит, гранат

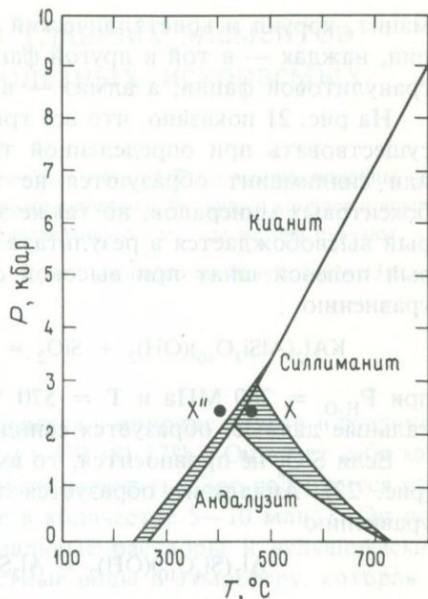


РИС. 21. Фазовая диаграмма системы Al_2O_3 - SiO_2 (по Файфу, см. в [186]). X , X'' — инвариантные точки, по данным разных авторов; заштрихованный участок — область устойчивости андалузита в пределах ошибки эксперимента.

Месторождения неметаллических полезных ископаемых, компоненты которых находятся в равновесии при определенных температуре и давлении (т.е. не проявляют тенденции к реакции взаимодействия), образуются в определенной метаморфической фации (табл. 7).

Среди метаморфогенных полезных минералов аморфный массивный графит образуется в зеленосланцевой фации, кианит, силли-

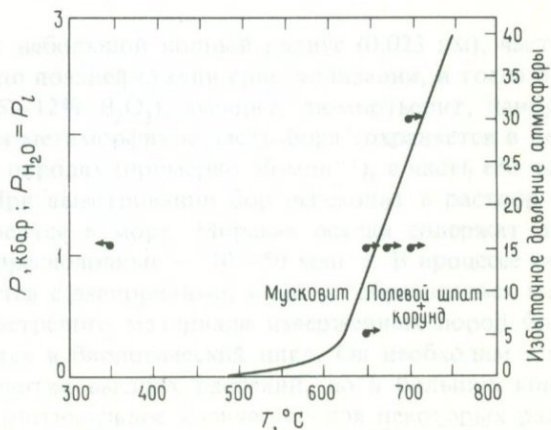


РИС. 22. Моновариантная кривая равновесия реакции мусковит = санидин + корунд + H_2O (по Йодеру, Югстеру, см. в [186]).

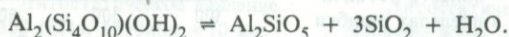
манит, корунд и кристаллический графит — в амфиболитовой фации, наждак — в той и другой фациях, гранат устойчив в условиях гранулитовой фации, а алмаз — в условиях эклогитовой фации.

На рис. 21 показано, что все три модификации Al_2SiO_5 могут существовать при определенной температуре и давлении. Кианит или силлиманит образуются не только при перекристаллизации бокситовых минералов, но также за счет избыточного Al_2O_3 , который высвобождается в результате превращения мусковита в калиевый полевой шпат при высокой степени метаморфизма согласно уравнению



при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 200$ МПа и $T = 570$ °С (как показывают экспериментальные данные, образуется санидин).

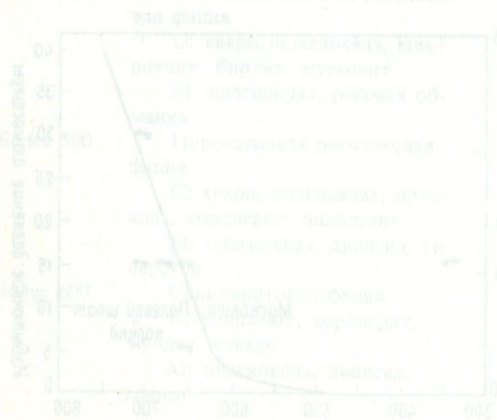
Если SiO_2 не приносится, то вместо кианита образуется корунд (рис. 22). Андалузит образуется также из пирофиллита согласно уравнению



Пирофиллит может образоваться при изменении каолинита:



Пироп, представляющий собой драгоценный камень, образуется за счет флогопита в условиях гранулитовой фации (альмандин образуется как продукт изменения биотита и мусковита).



Природные циклы главных элементов неметаллических полезных ископаемых

Те, кто занимается делом без глубоких знаний, подобны морякам, отправляющимся в плавание без руля и компаса и никогда не имеющим представления о том, где же они плавают.

Леонардо да Винчи, 1452—1519 гг.

3.1. БОР

Бор (В, атомный номер 5) встречается в природе только в соединении смеси изотопов ^{10}B (18,83%) и ^{11}B (81,17%). Он ведет себя как анион и никогда не замещает другие элементы. Бор содержится как в кислой, так и основной магме в количестве 5—10 млн⁻¹. Он поступает из магмы в гидротермальные растворы и вулканические эксгаляции, а затем в поверхностные воды и атмосферу, которая в докембрии содержала больше бора, чем сейчас. Из этого источника Мировой океан, вероятно, получил большую часть бора (в океане его содержится 4,6 млн⁻¹); рассчитано, что содержание бора в морях в 2,5 раза больше того количества, которое могло бы поступить с континентов за всю геологическую историю. Наиболее высокое содержание бора в морях — в тех местах, где отмечается наименьшее парциальное давление O_2 . Нефтяные воды содержат до 180 млн⁻¹ В, воды грязевых вулканов — до 2800 млн⁻¹, а воды соленых озер — от менее 1 до 4214 млн⁻¹ (озеро Серлс, Калифорния).

Так как бор имеет небольшой ионный радиус (0,023 нм), часть его остается в магме до поздней стадии кристаллизации, и тогда он входит в турмалин (6—12% B_2O_3), аксинит, дюмортьерит, данбурит или датолит. При метаморфизме часть бора сохраняется в перекристаллизованных породах (примерно 50 млн⁻¹), а часть его переходит в расплав. При выветривании бор переходит в раствор в виде H_3BO_3 и переносится в море. Морские осадки содержат до 100—200 млн⁻¹ В, а пресноводные — 10—50 млн⁻¹. В процессе галогенеза бор осаждается с эвапоритами, и могут образоваться месторождения. Из выветрелого материала изверженных пород бор через почвы включается в биологический цикл. Он необходим для физиологического развития высших растений, но в больших концентрациях токсичен (оптимальное количество для некоторых рас-

тений варьирует в узких пределах — 0,01 — 1,0 млн⁻¹). В довоенной Германии удобрение полей бурой (20 кг на 1 га) повысило урожай сахарной свеклы на 90%, а в Ирландии была достигнута урожайность 375 ц с 1 га [184].

При отмирании живого вещества бор возвращается в гидросферу — центральную часть своего цикла.

3.2. УГЛЕРОД

Отношение Н:С в космосе составляет 1000:1, а отношение С:Si — 0,3:1. Углерод (С, атомный номер 6) имеет два стабильных изотопа: ¹²С (98,89%) и ¹³С (1,11%). Весь углерод, заключенный в осадках, первоначально был компонентом первичной атмосферы (СО₂). Количество углерода в первичной атмосфере было гораздо больше, чем в современной (0,03%), так как количество углерода, связанного в карбонатах (670×10^{20} г в пересчете на СО₂), органических осадках и графитах (250×10^{20} г СО₂), а также в углях и нефти ($0,27 \times 10^{20}$ г СО₂) в 600 раз превышает его количество в атмосфере ($0,023 \times 10^{20}$ г СО₂), океане и пресных водах ($1,3 \times 10^{20}$ г СО₂), а также в живых, отмерших и недоразложившихся организмах ($0,145 \times 10^{20}$ г СО₂) [156]. Атмосферный СО₂, вероятно, образовался в результате реакции СО с водяным паром. Реакции водорода с углеводородными соединениями в атмосфере, по-видимому, дали первые аминокислоты и, следовательно, основные структурные элементы живого вещества. Появление зеленых ассимилирующих водорослей примерно 2,75 млрд. лет назад имело большое значение для состава атмосферы и цикла углерода. В результате жизнедеятельности зеленых растений часть двуокси углерода связывалась в растительном веществе, вследствие чего содержание кислорода в атмосфере неуклонно возрастало. Увеличение содержания кислорода в воздухе до 10% его современного уровня 380 млн. лет назад способствовало возникновению жизни на суше и, следовательно, удалению части углерода (количество которого постепенно возрастало) из цикла в виде каустобиолитов. Содержание кислорода в воздухе возрастало прерывисто и иногда даже превышало его современный уровень; это было обусловлено следующими причинами: в конце палеозоя в ходе орогенических процессов возросло освобождение СО₂ из ювенильного источника и увеличился его распад на углерод и кислород в результате более пышного развития растительности. Равновесие между содержаниями О₂ и СО₂ в воздухе до недавнего времени поддерживалось их сбалансированным поступлением в атмосферу и потреблением растениями и животными

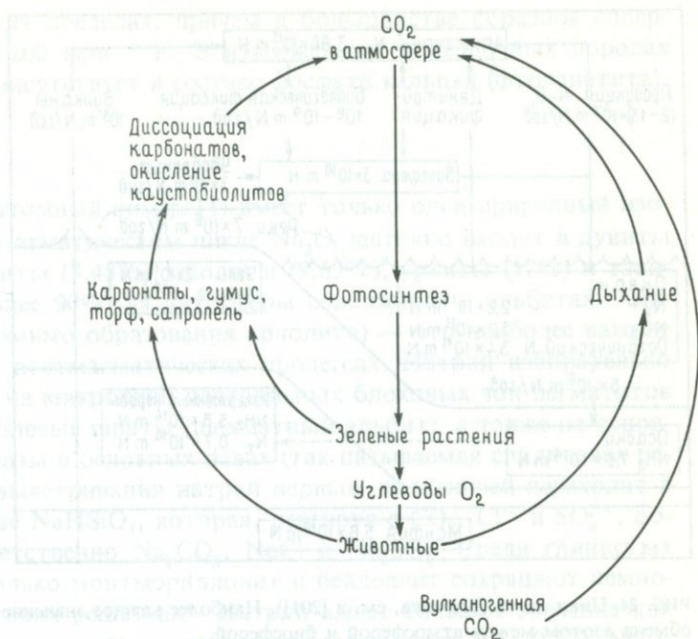


РИС. 23. Цикл углерода. Важную роль в цикле углерода играет живое вещество.

(рис. 23). В последнее время содержание CO₂ в воздухе увеличилось с 0,031% в 1960 г. до 0,032% в 1970 г. в результате сгорания каустобиолитов. В 2000 г. ожидается увеличение содержания до 0,038%.

3.3. АЗОТ

Азот (N, атомный номер 7) — это четвертый наиболее распространенный элемент (после H, He и C) в космосе. Известны два стабильных изотопа азота: ¹⁴N (99,635%) и ¹⁵N (0,365%). В природе азот накапливается в живых организмах, поскольку входит в состав важнейших веществ живых клеток, например протеиновых молекул. Месторождения азота образуются только в аридных районах, где он в форме NaNO₃ цементирует продукты выветривания близ уровня грунтовых вод (так называемые «каliche»). При дегазации мантии азот высвобождался в виде NH₃ и становился компонентом первичной атмосферы. После появления фотосинтезирующих растений аммоний окислялся до N₂ в атмосфере и до нитратов — в воде (рис. 24).

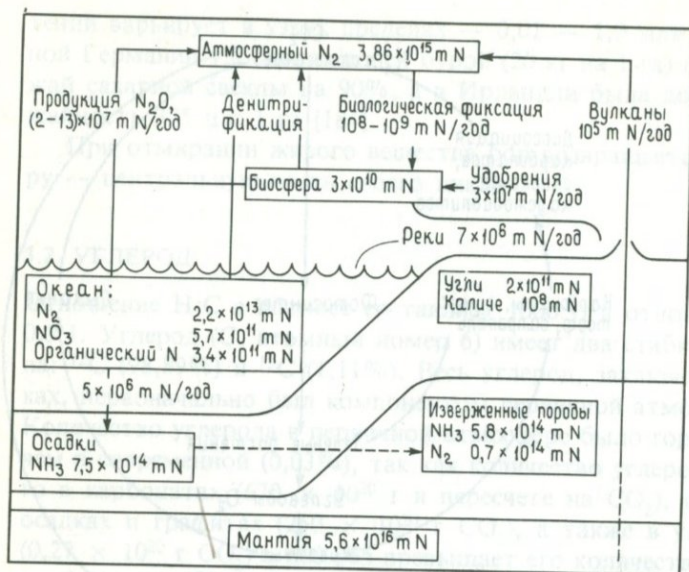


РИС. 24. Цикл азота (Влотска, см. в [201]). Наиболее важное значение имеет процесс обмена азотом между атмосферой и биосферой.

3.4. ФТОР

Фтор (F, атомный номер 9) имеет единственный природный изотоп — ^{19}F . Вулканизм в орогенические эпохи и аридные периоды обогащал поверхность Земли и царство животных фтором. В периоды пенеппленизации и влажного климата содержание фтора на поверхности планеты было низким. Поступление фтора в биосферу уменьшалось с постепенным ослаблением вулканической деятельности от архея к кайнозою. Одновременно с этим он все более интенсивно накапливался в осадочных породах и водах.

Ультраосновные породы содержат около 20 млн^{-1} фтора, граниты — $1000-3000 \text{ млн}^{-1}$, мусковиты из пегматитов — 1%. В гидротермальных растворах содержание фтора составляет 4—9 мг на 1 кг воды (Новая Зеландия, Коритниг, см. в [201]), и такие растворы обуславливают образование флюоритовых жил и метасоматических тел. При выветривании фтор выносится из пород. Для глинистых осадков характерны максимальные содержания фтора по сравнению с другими осадками (до 2750 млн^{-1} , в бентонитах — до 5950 млн^{-1}); в метаморфических породах содержание фтора варьи-

рует в широких пределах, причем в большинстве образцов содержится около $200 \text{ млн}^{-1} \text{ F}$. В изверженных и осадочных породах фтор часто присутствует в составе фосфата кальция (фторапатита).

3.5. НАТРИЙ

Натрий (Na, атомный номер 11) имеет только один природный изотоп: ^{23}Na . В магматическом цикле Na_2O частично входит в дуниты (0,10%), граниты (3,48%), ийолиты (9,63%), уртиты (17%) и тавиты (19%). Более 90% Na литосферы содержится в альбитах. Альбитизация (помимо образования криолита) — это наиболее важное участие Na в постмагматических процессах. Натрий избирательно воздействует на микроклин центральных блоковых зон пегматитов и калиевые полевые шпаты (шахматный альбит), а также на основные плагиоклазы в основных лавах (так называемая спилитовая реакция). При выветривании натрий первым из щелочей переходит в раствор в виде NaHSiO_3 , которая, реагируя с CO_2 , Cl^- и SO_4^{2-} , образует соответственно Na_2CO_3 , NaCl и Na_2SO_4 . Среди глинистых минералов только монтмориллонит и бейделлит сохраняют немного натрия в своих решетках*. Натрий имеет большое значение для жизни животных; в крови последних содержится 0,6—0,9% NaCl . Растворимые соли натрия поступают в море и формируют солевой состав морской воды. Половина всего натрия возвращается на сушу морскими ветрами, но он, преимущественно во влажных районах, немедленно смывается снова в море. Наивысшие концентрации Na в литосфере (29% Na в эвапоритах) обусловлены процессами галогенеза, при которых натрий извлекается из морской воды; с этих позиций объясняется тот факт, что 100 млн. лет было бы достаточно для достижения современного содержания натрия в океане. Это означает, что количество соли натрия в залежах в несколько раз превышает ее количество в океанах ($1,73 \cdot 10^{22} \text{ г Na}$).

При региональном метаморфизме натрий, который был первым удален из выветривающихся пород, первым возвращается в метаморфизованную глинистую кору выветривания. Образуется альбит; в более глубоких зонах менее подвижный кальций принимает участие в образовании плагиоклазов, а на еще большей глубине образуются глаукофан или кроссит и, наконец, хлоромеланит (твердый раствор эгирина и диопсида) и омфацит. Через цикл натрия биосфера связывается с гранитной оболочкой Земли.

* В этих минералах натрий занимает только межслоевые обменные позиции. —

3.6. МАГНИЙ

Первичный океан, вероятно, был богаче магнием (Mg, атомный номер 12), чем современный, так как в архее на суше было больше базальтов. Седиментация доломитов поэтому была наиболее обширной в архее, что обусловлено также высоким парциальным давлением CO_2 в атмосфере. Морское осаждение доломитов в докембрии происходило как во влажном, так и в сухом климате, а в палеозое — только в сухом. Эта седиментация закончилась в конце палеозоя. В мезозое доломиты формировались только в лагунах, а в настоящее время они осаждаются исключительно в озерах балхашского типа.

Магний — это восьмой по распространенности элемент в Солнечной системе и четвертый — на Земле. Известны три изотопа магния: ^{24}Mg (78,6%), ^{25}Mg (10,1%) и ^{26}Mg (11,3%). Магний — типичный элемент мантии (25,9% Mg) и протоминералов (шпинели, форстерита) — продуктов протокристаллизации магмы, с одной стороны, и низкотемпературных растворов в океанах и соленых озерах с сульфатами и хлоридами магния — с другой. Эта многоголикость магния объясняется величиной его ионного радиуса (0,074 нм), который значительно меньше ионных радиусов кальция (0,106), стронция (0,127), бария (0,143) и щелочных металлов — натрия (0,092) и калия (0,133), которые в периодической таблице элементов находятся рядом с магнием. По величине ионного радиуса Mg близок к Ni (0,078) и Fe^{2+} (0,080 нм), которые он замещает в эндогенных силикатах. Дуниты содержат до 32% Mg. Содержание магния уменьшается в процессе магматической дифференциации; кислые граниты содержат только 0,56% Mg. В гидротермальных процессах Mg очень подвижен и принимает участие в образовании хлоритов, доломита и магнезита. При выветривании он также характеризуется высокой подвижностью в форме хлорида или сульфата. В биологическом цикле участвует в 12 раз меньше магния, чем кальция. Однако магний — важный компонент хлорофилла (2%) и играет заметную роль в метаболизме фосфора и протеинов, а также в дыхании. Грибы содержат наибольшее количество этого элемента (2,4%). Хлориды и сульфаты магния накапливаются в океанах и внутриконтинентальных депрессиях. При галогенезе соли Mg кристаллизуются совместно с солями K. Магний морской воды может обусловить диагенетическую доломитизацию известняков. Термальный метаморфизм приводит к превращению доломита и магнезита в брусит $\text{Mg}(\text{OH})_2$, а при более высоких температурах — в периклаз MgO ; при региональном метаморфизме в мезозоне сна-

чала образуются хлориты, серпентин и тальк, а затем — тремолит и актинолит, а в катазоне — кордиерит, гранат, пироксен, оливин и другие минералы. При анатексисе магний устойчив и не переходит, например, из кордиерита в палингенную магму: кордиерит и другие магниевые минералы сохраняются как палимпсестные минералы, причем иногда они даже концентрируются. Таким путем образуется кинцитит.

3.7. АЛЮМИНИЙ

Алюминий (Al, атомный номер 13) — третий по распространенности элемент земной коры (после O и Si). На глубине он устойчив в тетраэдрической позиции $(AlO_4)^{5-}$. Замещая тетраэдры $(SiO_4)^{4-}$, он образует алюмосиликаты. В плюмазитовом ряду дифференциации благодаря избытку алюминия образуется корунд, а в агпаитовом ряду, вследствие дефицита алюминия, — эгирин и натриевые амфиболы. В щелочно-кальциевом ряду самые богатые алюминием по-

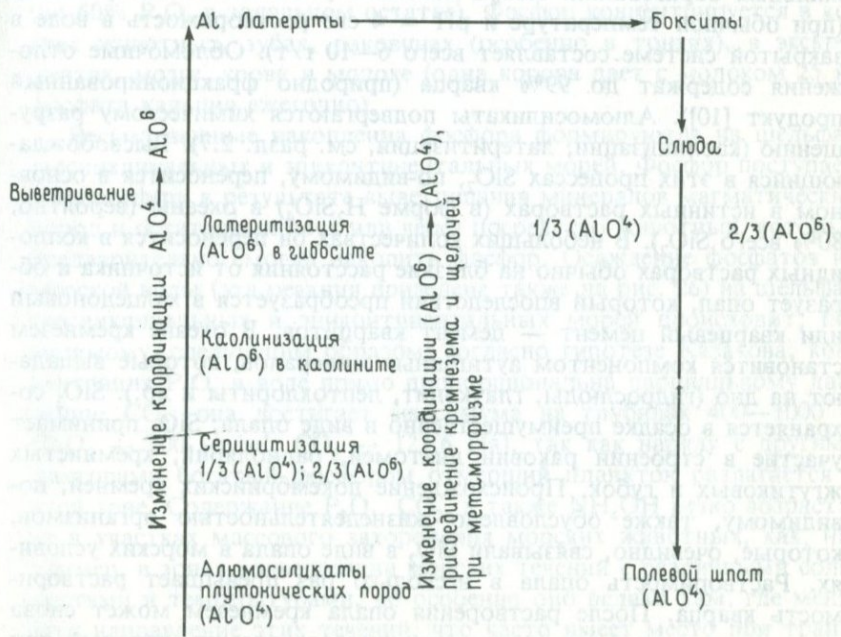


РИС. 25. Цикл алюминия. При выветривании тетраэдрическая позиция Al сменяется октаэдрической, а при метаморфизме — наоборот.

роды — это анортозиты (28%). Важная роль алюминия в эндогенных процессах завершается на пегматитовой стадии.

При выветривании алюминий переходит из тетраэдрической позиции в октаэдрическую. Например, в глинистых минералах каолините и гибbsite он находится в центре октаэдров. Метаморфизм бокситов обычно происходит одновременно с ресилификацией и повторным образованием щелочесодержащих минералов (слюды или полевых шпатов), поэтому крайне редко образуются дистен и корунд (рис. 25).

3.8. КРЕМНИЙ

Кремний (Si, атомный номер 14) — второй по распространенности элемент земной коры после кислорода. Он встречается в виде SiO_2 или алюмосиликатов. В ходе магматической дифференциации количество кремнезема в алюмосиликатах неуклонно возрастает с образованием кварца в конечную гидротермальную стадию. Подсчитано, что на долю кварца приходится 75% всех постмагматических жильных образований. Кварц довольно устойчив к выветриванию (при обычной температуре и $\text{pH} = 4$ его растворимость в воде в закрытой системе составляет всего 6—10 г/т). Обломочные отложения содержат до 99% кварца (природно фракционированный продукт [10]). Алюмосиликаты подвергаются химическому разрушению (каолинизации, латеритизации, см. разд. 2.7). Высвобождающийся в этих процессах SiO_2 , по-видимому, переносится в основном в истинных растворах (в форме H_2SiO_4) в океаны (вероятно, 80% всего SiO_2). В небольших количествах он переносится в коллоидных растворах обычно на близкие расстояния от источника и образует опал, который впоследствии преобразуется в халцедоновый или кварцевый цемент — цемент кварцитов. В океане кремнезем становится компонентом аутигенных минералов, которые выпадают на дно (гидрослюды, глауконит, лептохлориты и др.). SiO_2 сохраняется в осадке преимущественно в виде опала; SiO_2 принимает участие в строении раковин диатомей, радиолярий, кремнистых жгутиковых и губок. Происхождение докембрийских кремней, по-видимому, также обусловлено жизнедеятельностью организмов, которые, очевидно, связывали SiO_2 в виде опала в морских условиях. Растворимость опала в несколько раз превышает растворимость кварца. После растворения опала кремнезем может снова осаждаться в виде скрытокристаллического кремня, который при метаморфизме приобретает характер джеспилита.

При метаморфизме образуется волластонит в результате реак-

ции кварца с кальцитом, серпентин — в результате реакции кварца с оливином и калиевый полевой шпат с кианитом из кварца и мусковита. При высоком давлении кварц переходит в стишовит, причем координационное число Si изменяется с 4 до 6, а удельный вес увеличивается с 2,7 до 4,3. Падение давления или увеличение температуры приводит к образованию более открытой структуры кварца (ван Беммелен, 1967).

3.9. ФОСФОР

В литосфере по меньшей мере 95% фосфора (P, атомный номер 15) связано в апатите. В магматическом цикле содержание P возрастает или уменьшается обратно пропорционально содержанию Ti. Дифференциация щелочно-кальциевой магмы может привести к образованию месторождений типа Кируна (до 4% P), а дифференциация щелочной магмы — к образованию месторождений хибинского типа (до 15% P). В пегматитах фосфорсодержащие минералы не встречаются совместно с минералами бора (например, с турмалином). В растениях больше всего фосфора содержится в семенах (до 60% P_2O_5 в зональном остатке). Фосфор концентрируется в костях животных, зубах, раковинах (особенно в тонких), в экскрементах, мозге, крови и молоке (одна корова дает с молоком 25 кг фосфата кальция ежегодно).

Весьма важные накопления фосфора формируются на шельфах геосинклинальных и эпиконтинентальных морей. Фосфор поступает в гидросферу в результате выветривания минералов магматических пород и остаточных почв или через посредство животных, которые предварительно смогли накопить фосфор. Осаждение фосфатов из морской воды (эта реакция приведена также на рис. 26) на шельфах геосинклинальных и эпиконтинентальных морей происходит, по видимому, следующим образом: согласно гипотезе Казакова, концентрация P_2O_5 в воде прямо пропорциональна парциальному давлению CO_2 ; она достигает максимума на глубинах 400—1000 м (P_2O_5 — 300 мг/м³, CO_2 — 121,6 Па), так как наряду с другими факторами богатый фосфором отмерший планктон разлагается в этой зоне. Содержание P_2O_5 , CO_2 , а также NH_4OH резко возрастает в участках массового захоронения морских животных, как, например, в зонах конвергенции морских течений с различными соленостями и температурами, но особенно оно велико там, где меняется направление этих течений, что часто имеет место при трансгрессии или регрессии. В результате реакции P_2O_5 с NH_4OH образуется $(NH_4)_3PO_4$. Если раствор, содержащий $(NH_4)_3PO_4$ и CO_2 , выно-

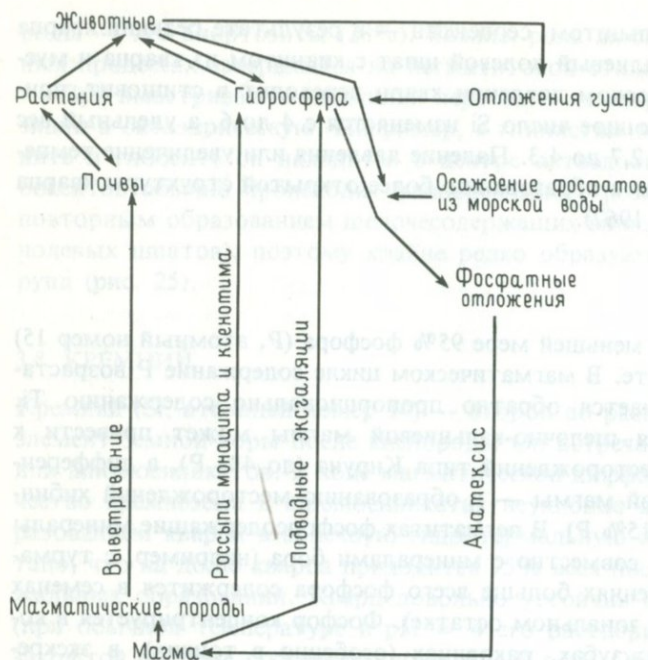


РИС. 26. Цикл фосфора. Интенсивность накопления фосфатов возрастает от каледонского к альпийскому орогенезу.

сится холодными восходящими течениями на глубины 50—100 м, то уменьшение гидростатического давления вызывает выделение CO_2 в виде пузырьков в атмосферу и раствор $(\text{NH}_4)_3\text{PO}_4$ становится пересыщенным. В результате реакции $2(\text{NH}_4)_3\text{PO}_4$ с CaCO_3 (раковины организмов) образуются $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ (апатит и коллофан фосфоритовых конкреций) и $3(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ [75].

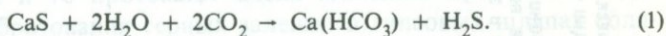
В центральных частях конкреций иногда присутствуют раковины или копролиты. Оптимальным рН морской воды для химического осаждения фосфата кальция, особенно при диагенетическом замещении известняков, по-видимому, является $\text{pH} = 7,0 \div 7,8$.

3.10. СЕРА

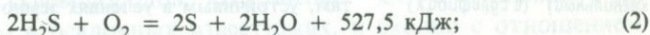
Сера (S, атомный номер 16) — это халькофильный и биофильный элемент (Орр, см. в [201]). Элементарная сера состоит из четырех стабильных изотопов: ^{32}S (95,1%), ^{33}S (0,74%), ^{34}S (4,2%) и ^{36}S (0,016%). Отношение $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ составляет 21,6—22,1 в окислительной

среде и 22,2—22,7 — в первичной биогенной и осадочной сере, так как при биохимических процессах легкие изотопы быстрее переходят в биогенные продукты, чем тяжелые. Кларк серы в земной коре равен 0,06%. Сера присутствует преимущественно в угле, нефти, природном газе, эвапоритах, сульфидах, фумаролах и минеральных водах. В ультраосновных породах содержится $100 \text{ млн}^{-1} \text{ S}$, в основных — 300 млн^{-1} , в породах среднего состава — 200 млн^{-1} , а в кислых вулканитах — 400 млн^{-1} . В процессе магматической дифференциации сера отделяется от силикатного расплава в виде сульфидов. В гидротермальную стадию отмечается другой максимум концентрации эндогенной серы.

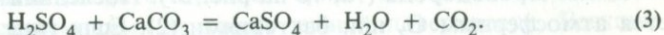
В первичном веществе твердой оболочки Земли большая часть серы была связана на глубине в сульфидах, которые устойчивы при высоких давлениях и температурах (рис. 27). В первичной атмосфере серы было очень мало. Эндогенные сульфиды приходили в контакт с атмосферой в результате орогенных и эрозионных процессов, а под воздействием CO_2 и H_2O образовывались сероводород и карбонат (реакция (1) в цикле серы на рис. 27); например,



Сероводород, образовавшийся в результате реакции (1) или при разложении органического вещества, и сероводород ювенильного происхождения могут окисляться бактериями (например, аэробными *Beggiatoa*, анаэробными пурпурными *Chromatium* или зелеными *Chlorobium*) с образованием серы согласно уравнению



сера осаждается в порах пород или связывается в протеинах. После отмирания ассимилирующих бактерий сера накапливается на дне осадочного бассейна (образование осадочных биохемогенных серных месторождений). Если имеется избыток H_2S , то сера сохраняется в самородном виде, в противном случае она окисляется с образованием серной кислоты ($2\text{S} + 3\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{H}_2\text{SO}_4$), которая реагирует с солями более слабых кислот с образованием сульфатов:



Сульфаты образуются также непосредственно из H_2S ((4) на рис. 27), например, в результате жизнедеятельности тионовых (*Thiobacillus*) или серных (*Sulpholobus*) бактерий. Сульфаты осаждаются совместно с другими эвапоритами в солеобразующем цикле или в результате реакций в грунтовых водах. Диспергированные сульфаты переходят из почв в растения и становятся компонентами протеина

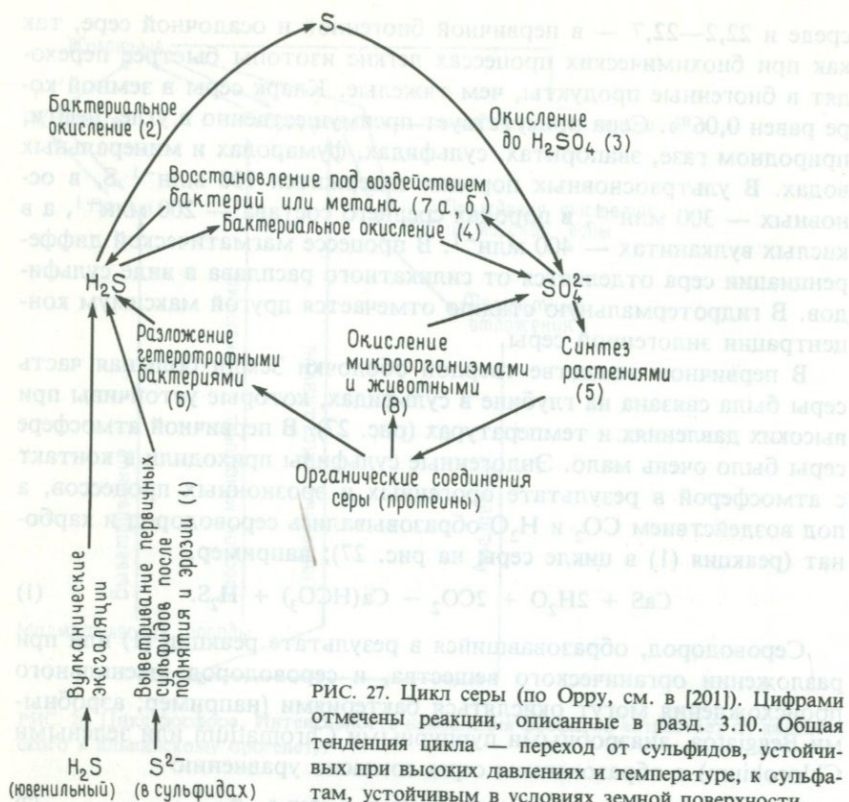
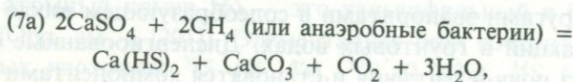
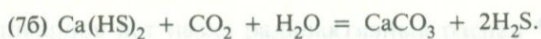


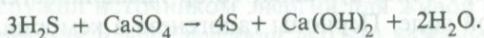
РИС. 27. Цикл серы (по Орру, см. в [201]). Цифрами отмечены реакции, описанные в разд. 3.10. Общая тенденция цикла — переход от сульфидов, устойчивых при высоких давлениях и температуре, к сульфатам, устойчивым в условиях земной поверхности.

((5) на рис. 27). Биологический цикл серы продолжается в телах животных, при разложении которых выделяется сероводород ((6) на рис. 27). Анаэробные бактерии (например, *Desulfovibrio desulfuricans*, *Desulfovibrio orientis* и *Glostridium nigrificans*) восстанавливают сульфаты, например, в гипсовых шляпах месторождений соли или растворенные в морской воде сульфаты (0,265% SO_4^{2-}) с образованием сероводорода (7а, 7б на рис. 27). Последний снова окисляется атмосферным O_2 или бактериями (2). Если гипс в эвапоритовой залежи сопровождается углеводородами, он также может быть восстановлен до элементарной серы в результате неорганической реакции (см. Смуликовски в [143]):





Сероводород диффундирует вверх и окисляется до серы в приповерхностных слоях кислородом грунтовых вод или, более часто, посредством реакции H_2S с сульфатом, например



Затем Ca(OH)_2 реагирует с CO_2 , и образуется кальцит. Изменения объема, обусловленные разложением сульфата кальция на глинине и осаждением серы в порах пород близ дневной поверхности, столь значительны, что ведут к деформации пород. Этот механизм образования подтверждается для ряда таких месторождений серы, как, например, месторождение Тарнобжег в Польше, на котором был обнаружен в большом количестве вторичный кальцит. Для неорганического восстановления сульфатов до сульфидов необходимы высокие температуры (700—1000 °C) или, возможно, присутствие не известного пока катализатора.

Реакции 7а и 7б протекают очень медленно при температуре 100 °C (для образования серных залежей в гипсовых шляпах соляных куполов в Мексиканском заливе потребовалось бы 150 млн. лет). Следовательно, весьма вероятно, что в реакции восстановления при такой температуре участвовали бактерии. Более высокое отношение $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ приводит к такому же выводу. Изотопный состав углерода новообразованного кальцита указывает на участие в этом процессе углеводородов. Отношение $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ в кальците на 4,5% выше, чем в осадочных известняках, и сходно с отношением углерода в месторождениях нефти и природного газа. Углеводороды, по-видимому, служили бактериям источником энергии. Сульфаты, возможно, образуются в результате окисления серосодержащих органических соединений микроорганизмами и животными ((8) на рис. 27).

В целом цикл серы идет от сульфидов, которые были устойчивы в восстановительной атмосфере при высоких температурах и давлениях на всей планете в раннем архее, к сульфатам, которые устойчивы в современных условиях земной поверхности. Реакции (7а) и (2) с участием бактерий могут протекать на глубинах до 3000—5000 м в зависимости от геотермического градиента. Благоприятные условия для генезиса самородной серы на глубине — это восстановительная обстановка (т.е. наличие углеводородов) и глубина более 3700 м (принимая геотермический градиент равным 33 °C/км), так как точка плавления серы 113 °C.

3.11. ХЛОР

Хлор (Cl, атомный номер 17) в природных условиях имеет девять нестабильных и два стабильных изотопа (^{35}Cl — 75,53% и ^{37}Cl — 24,47%). С самых ранних геологических эпох основным источником хлора в биосфере были вулканы. Хлор накапливается преимущественно в морской воде. Периоды галогенеза в кембрии, перми, поздней юре и неогене совпадают с периодами аридных зон, контрастирующих с периодами преобладающего тропического климата в карбоне и мелу; в такие периоды эвапориты отсутствовали, зато широкое развитие получили каолины и латериты. Общая тенденция заключается в переходе от вулканического хлора к хлору, растворенному в морской воде или связанному в соленосных отложениях в недренлируемых депрессиях.

В ультрабазитах и верхней мантии содержится 50—300 млн⁻¹ Cl, в основных породах — 100—400 млн⁻¹, в гранодиоритах — около 300 млн⁻¹, в термальных водах — до 4280 мг/л (Новая Зеландия), а во флюидных включениях сульфидов — до 129 600 млн⁻¹ Cl (Pb — Zn-месторождение Картахена, Испания; Фюге, см. в [201]).

Главные минералы хлора — хлорapatит (до 5,8% Cl) в изверженных породах и галит в экзогенном цикле. При выветривании выщелачивание хлора сопровождается изменением биотита. В морской воде содержится 19 353 мг/л хлора, что составляет 55% общего содержания солей (35 г/л). Хлор в месторождениях галита — в основном продукт вулканической деятельности и в меньшей степени продукт выветривания пород на суше. Он вносится в атмосферу прибоем и морскими ветрами в виде NaCl, который реагирует с озоном, образуя Cl₂. В почвы, особенно в прибрежной зоне, хлор поступает с дождевой водой. Содержание хлора в морских осадках варьирует в широких пределах (10—220 млн⁻¹), а в метаморфических породах составляет 200—350 млн⁻¹. Среди растений и животных наибольшее количество хлора содержат Coelenterata (9%, или 90 000 млн⁻¹).

3.12. КАЛИЙ

Калий (K, атомный номер 19) представлен смесью изотопов ^{39}K (93,1%), ^{40}K (0,01%) и ^{41}K (6,88%). В связи с радиоактивным распадом ^{40}K кларк калия в земной коре уменьшился за 5 млрд. лет существования Земли с 2 до 0,0119%. При распаде калия ежегодно высвобождается тепла 1,13 Дж/г (ср.: ^{234}Th — 0,13 Дж/г в год и обычный уран — 3,05 Дж/г в год).

Пять миллиардов лет назад радиоактивный распад ^{40}K дал почти половину тепла Земли и больше чем какие-либо другие эндогенные процессы способствовал дифференциации Земли на ядро, мантию и кору. Высвобождение тепла при распаде, по-видимому, обусловило биофильный характер калия, которого в 15 раз больше, чем натрия: калий служил источником энергии для живой материи в отсутствие фотосинтеза и впоследствии сыграл важную роль в регулировании содержания воды в организмах. Калий встречается обычно в ионной легко выщелачиваемой форме; дожди выносят из листьев 30—50% калия, поэтому он постоянно поступает в почву. Прочность связи калия в минералах различна: наиболее слабая она в биотите, но возрастает от мусковита к нефелину и полевым шпатам. При мускульной деятельности животных содержание калия уменьшается, а натрия увеличивается, причем после отдыха калий снова поступает в мускулы.

В геологической истории Земли периоды платформенного режима и интенсивного выветривания, отличавшиеся дефицитом калия, чередовались с периодами последующих орогенезов, когда огромное количество этого элемента в виде полевых шпатов поступало в верхние слои земной коры с гранитными интрузиями (обилие калия после варисийского орогенеза существенно повлияло на расцвет растительности в карбоне). В докембрии месторождения солей калия неизвестны, очевидно, потому, что в тот период в морской воде не было достаточного количества калия. В общем калий обычно мигрирует из влажных районов в сухие и там образует залежи. В настоящее время цикл калия контролируется биохимическими процессами, сорбцией и прочной связью в гидрослюдах. В этом отношении он отличается от натрия, миграция которого определяется главным образом растворимостью его солей.

В мантии содержится всего 0,013% калия. В породах литосферы его содержание возрастает от дунитов (0,04%) к гранитам (4,11%), гранитным пегматитам (7,28% в Карелии) и лейцититам (6,88%). В постмагматическую стадию калий входит в состав мусковита, серицита и адуляра (альпийский парагенез). В эндогенных процессах калий (ионный радиус 0,133 нм) замещается барием (0,143), стронцием (0,127), рубидием (0,149), таллием (0,132) и свинцом (0,120 нм). Это сродство элементов не выдерживается в экзогенных процессах. При выветривании калий выщелачивается из полевых шпатов после натрия (по относительной подвижности элементы образуют ряд $\text{Na} \geq \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$) и нередко связывается в иллите или становится компонентом растений (до 5% в сухом веществе). Часть калия также сорбируется из морской воды иллитом и глауконитом. Соли ка-

ля легкорастворимы, поэтому они осаждаются в конце цикла га-логенеза — это имеет место лишь тогда, когда объем раствора в результате испарения уменьшается до 1,6% первоначального объема морской воды. При метаморфизме калий сначала входит в состав слюд, а затем — в состав полевых шпатов. При ультраметаморфизме высокая подвижность калия обуславливает образование палингенных гранитов за счет осадков, обычно бедных К.

3.13 КАЛЬЦИЙ

В докембрийском океане, вероятно, содержалось мало CaCO_3 . Весь CO_2 был связан в атмосфере. Из-за высокого парциального давления CO_2 только изредка в местах формировались хемогенные известняки. С развитием фотосинтеза уменьшение содержания CO_2 в атмосфере и влияние органических веществ обусловили переход кальция (Ca, атомный номер 20) в раствор во все возрастающих количествах в периоды выветривания алюмосиликатных пород. Увеличение содержания кальция в морской воде способствовало развитию известковых водорослей и организмов с известковым внутренним или наружным скелетом. В силуре органогенные известняки уже преобладали над хемогенными известняками, которые характерны для отложений с возрастом 3—0,5 млрд. лет.

Кальций — жизненно важный металл организмов (среднее содержание 0,5%). В теле человека присутствует 1,5% кальция, при-

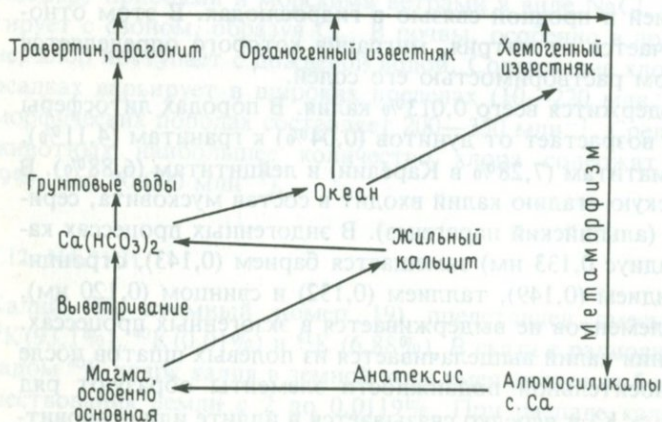


РИС. 28. Цикл кальция. Очевидна общая тенденция цикла от Са-алюмосиликатов к карбонатам.

чем 1,48% его заключено в костях. Низкое содержание кальция в почвах и бескальциевая пища ограничивают рост людей и животных (пигмеи в Центральной Африке, малорослый скот в Бретани). В сельском хозяйстве в почвы специально вносятся кальциевые удобрения для увеличения их продуктивности.

Цикл кальция начинается с магматических пород, особенно основных; например, габбро содержит 10,99% CaO, а мелилитит — до 18% CaO (рис. 28). Содержание CaO уменьшается как в сторону более кислых членов ряда дифференциации (в аплитах менее 2% CaO), так и в сторону ультрабазитов (в дунитах 0,70% CaO). При выветривании кальций удаляется в виде легкорастворимого $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ или менее растворимого CaSO_4 в присутствии SO_4^{2-} . Количество вынесенного кальция колеблется от 4 до 10 кг/га в год в тундре и от 180 до 300 кг/га — в тропических лесах. $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и CaSO_4 либо включаются в цикл подземных вод (минеральные воды содержат в основном эти две соли), либо переносятся реками в море. Здесь почти весь кальций сразу же потребляется для постройки раковин беспозвоночными и низшими растениями в виде карбоната или для скелетов позвоночных в виде фосфата кальция. На глубине более 4000 м известковистый планктонный ил растворяется. Эта глубина называется критической глубиной карбонатакопления, ниже которой скорость растворения CaCO_3 превышает скорость его осаждения. Поэтому ниже этого уровня в океанах при обычных условиях известковые илы не накапливаются.

Карбонат кальция из слабоминерализованной морской воды (0,04% Ca) поглощается в основном водорослями и кораллами.

Хемогенные известняки, гипс и ангидрит образуются на первой стадии галогенеза. В полуаридных обстановках CaCO_3 осаждается из грунтовых вод близ дневной поверхности в виде корочек, которые называются каличе (главным образом с нитронатритом) в Америке, нари — на Ближнем Востоке и калькретом — в других районах. В известняках эти корки, вероятно, представляют собой реликты неогеновых и плейстоценовых образований (подобно многим проявлениям латеритов в современных саваннах).

При мезозональном метаморфизме известняки становятся неустойчивыми. Кальций переходит в состав актинолита, диопсида, авгита и плагиоклаза. Омфацит с гранатом образуются в катазоне.

Обзор генетических типов неметаллических полезных ископаемых

Теория — это средство, а не credo.

Дж. Л. Томпсон

Статистические данные, приведенные в гл. 6 и 7, заимствованы из Minerals Yearbooks and Mineral Facts and Problems (U. S. Bureau of Mines, U. S. Government Printing Office, Washington D. C.). Цены на неметаллические полезные ископаемые, приведенные в гл. 14, взяты из журнала Industrial Minerals (Metall Bulletin, Лондон).

ТАБЛИЦА 8. Генетические типы месторождений неметаллических полезных ископаемых

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ						
а. Магматические месторождения	I. Раннемагматические (образуются силикаты, не содержащие ОН)	1. Алмаз С (кубический)	Кимберлиты	Давление 5 МПа, температура 1200 °С, глубина 100 км, отсутствие O_2 , $CO_2 + 2H_2 \rightarrow 2H_2O + C$, $CO + H_2 \rightarrow H_2O + C$	Вкрапления в вулканических породах диаметром 20—880 м	Кимберли, ЮАР [3]; Якутия, СССР [22]
		2. Форстерит Mg_2SiO_4	Дуниты, перидотиты	Сегрегация оливина при дифференциации либо внедрение кристаллов с водяным паром или фрагментов верхней мантии по глубинным разломам	Жилы, линзы	Ахейм и Нурдаль, Норвегия [20]
		3. Графит С (гексагональный)	Нефелиновые сиениты	Давление 0,1—1 МПа, температура < 650 °С $CO_2 + 2H_2 \rightarrow 2H_2O + C$, $CO + H_2 \rightarrow H_2O + C$	Карманы, линзы	Бото-гольское, Саяны, СССР [179]
		4. Корунд Al_2O_3	Нефелиновые сиениты	Сегрегация	Вкрапления	Онтарио, Канада [113]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
б. Пегматитовые месторождения (силкаты с OH замещают силикаты без OH)	II. Позднемагматические (гистеромагматические), образуются силикаты с OH и редко без OH	5. Апатит $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ (OH, F, Cl)	Магнетит-апатитовая порода	Дифференциация сиенитов	Крутопадающие плиты (70 м × 15 км), глубина более > 1 км	Кируна, Швеция [87]
			Ийолит—уртит	Дифференциация нефелиновых сиенитов	Линзы (200 м × несколько тысяч метров)	Хибины, Кольский полуостров, СССР [179]
		6. Плутонические и вулканические породы (строительные и керамические материалы)	Кровля интрузивов (метаморфические породы)	Дифференциация, ассимиляция, контаминация (например, граниты кристаллизуются при 680 °C на глубине 8 км и парциальном давлении водяного пара 0,2 МПа)	Батолиты, штоки, жилы, эффузивные породы	
	III. Простые пегматиты	7. Полевые шпаты (K, Na)AlSi ₃ O ₈	Гранитоиды, ортогнейсы	Дифференциация магмы или частичный анатексис при метаморфизме. Кристаллизация из вязкого расплава, содержащего H ₂ O	Жилы и линзы неправильной формы	Карелия, СССР [179]; Дольни-Бори, Чехословакия [111]
		8. Кварц SiO ₂ пьезоэлектрический				Пьезоэлектрический кварц: Украина, СССР [179]

IV. Комплексные пегматиты	9. Монацит $(\text{Ce, La, Th})\text{PO}_4$ 10. Берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$ 11. Криолит $3\text{NaF} \cdot \text{AlF}_3$ 12. Мусковит $\text{K}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}) \times$ $\times (\text{OH, F})_4$	Основные породы	Дифференциация простых пегматитов in situ или принос вещества с глубины. Метасоматическое замещение ранних минералов поздними	Вкрапления и агрегаты в жилах и линзах неправильной формы	Блэк-Хилс, Южная Дакота, США [164] Ивигтут, Гренландия [115] Мадрас, Индия [46]
V. Десилифицированные пегматиты	13. Корунд Al_2O_3	Плаггиоклазиты	Десилификация пегматитов на контакте с ультрабазитами. Если содержание анортитового компонента в плаггиоклазе превышает 15%, то образуется корунд; плаггиоклаз и корунд слагают зону, например, между аплитами и серпентинитами		Зоутпансбург, ЮАР, [113]
в. Контактво-метасоматические месторождения (скарново-го типа)	14. Бериллий: берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$, гельвин $\text{Mn}_8(\text{BeSiO}_4)_2\text{S}_2$, даналит $\text{Fe}_3(\text{BeSiO}_4)_6\text{S}_2$, хризоберилл BeAl_2O_4 , фенакит $\text{Be}(\text{SiO}_4)$	Гранат-магнетитовый или пироксен-гранат-шеелитовый скарн	Контакт между гранитами и известняками	Гнезда в скарнах линзовидной формы	Айрон-Маунтин, Нью-Мексико, США [113]

Категория	Класс	Полезны-ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
		<p>15. Бор:</p> <p>котоит $Mg_3(BO_3)_2$, людвигит $(Mg, Fe)_2Fe(BO_3)_2O_2$, суанит $Mg_2(B_2O_5)$, ашарит $Mg(BO_2)(OH)$, флюоборит $Mg_3(BO_3)(F, OH)_3$</p>	Магнезиальный скарн в доломитах или магнезитах	<p>Котоит — на контакте с гипабиссальными интрузиями;</p> <p>людвигит — в субвулканических и гипабиссальных породах;</p> <p>суанит — только на контактах plutонитов;</p> <p>флюоборит — в гипабиссальных породах;</p> <p>ашарит замещает перечисленные выше минералы бора</p>		Сибирь, СССР [170]
		<p>16. Бор:</p> <p>датолит $CaB(SiO_4)OH$, данбурит, аксинит (калиборит, сибирскит, коржинскит, фроловит)</p>	Известковые скарны с салит-геденбергитом, гроссуляр-андрадитом, волластонитом, везувианом и скаполитом	Контакт кристаллических сланцев с диабазами	Тела пластовой и линзовидной форм	Лишти- це, Чехосло- вакия [16]
		17. Графит С	Скарны с гранатом, волластонитом, скаполитом, диопсидом, везувианом, тремолитом	1. Термическое преобразование органических веществ	Штоки, жилы	Блэк-До- налд, Онта- рио, Канада [115]

			2. CO_2 (образованная при диссоциации карбонатов) + $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ (<650 °C)	В скалах (до 20% C)	
18. Хризотил (с низким содержанием Fe) $\text{Mg}_3(\text{SiO}_5)(\text{OH})_4$	Доломиты с интрузиями гранитоидов	Серпентинизация доломитов и доломитистых известняков на контакте с интрузивами (примерно при 200—300 °C); офеокальцитизация на больших расстояниях; образование хризотила в серпентинитовом массиве		Параллельные прожилки	Аспагашское, Западная Сибирь, СССР [179]; Аризона, США [8]
19. Тальк $\text{Mg}_6(\text{Si}_8\text{O}_{20})(\text{OH})_4$ (с низким содержанием Fe) или мыльный камень	Серпентиниты или карбонат магния	$3\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2 + 4\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12} + 3\text{CaCO}_3 + 3\text{CO}_2$; или доломит + $\text{SiO}_2 \rightarrow$ тремолит — тальк		Линзы	Онотское, Восточный Саян, СССР [179]; Диллон, Монтана, США [144]
20. Пирит FeS_2	Карбонатные породы на контакте с гранитоидами	Внедрение сульфидного расплава при 500 °C, замещение карбонатных пород		Тела неправильной формы	Гаворрано, Италия [34]
21. Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$	Карбонатные породы на контакте с гранитоидами или сиенитами			Тела неправильной формы	Онтарио и Квебек, Канада [112]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
г. Карбонатитовые месторождения		22. Флогопит $K_2(Mg, Fe^{2+})_6 / Si_6 Al_2 O_{20} / (OH, F)_4$ (± апатит)	Флогопитизированные ультрабазиты, щелочные породы	Карбонаты (сёвит с Са, раухагит с Mg), флогопит, апатит и вермикулит кристаллизуются из ультраосновных, позднщелочных дедриватов, богатых CO_2	Периферические участки карбонатитовых штоков	Гулинское, Сибирь, СССР [179]
		23. Апатит (± магнетит)	Щелочные породы			Сукулу, Уганда [103]
		24. Вермикулит $(H_2O)_x \cdot (Mg, Ca)_y (Al, Fe, Mg)_z (Si, Al, Fe)_4 O_{10} (OH)_2$				Палабора, ЮАР [103]
д. Гидротермальные месторождения	VI. Гипотермальные (силикаты с OH замещают силикаты без OH)	25. Апатит	Пироксениты		Апатит + флогопит: небольшие жилы; флогопит: флогопитовые зоны	Округа Фронтенак, Лидс, Ланарк, Онтарио; округа Аржентей, Гатино, Папино, Квебек, Канада [112]

26. Флогопит	<p>1. Пироксениты, щелочные породы</p> <p>2. Кристаллические сланцы</p>	<p>Метасоматоз, биметасоматоз, перекристаллизация минералов, богатых Fe, Mg и щелочами</p>	<p>1. Ковдорское, Хибин, СССР [179]</p> <p>2. Потанинское, Урал, СССР [179]</p>	
27. Кварц (пьезоэлектрический и оптический)	<p>а) в песчаниках и кварцитах — горный хрусталь</p> <p>б) в экзо- и эндоконтактах гранитоидов</p>	<p>Выщелачивание 5—10% SiO₂ из вмещающих пород и осаждение в полостях</p>	<p>Жилы с друзовыми полостями</p>	<p>Урал, СССР [179]; Минас-Жерайс, Бразилия [88]</p>
28. Графит	<p>Кристаллические сланцы</p>	<p>Кристаллизация из растворов, богатых летучими, особенно CO₂ (образовавшейся при диссоциации карбонатов). Парагенезис: графит, биотит, ортоклаз и др.</p>	<p>Жилы, линзы</p>	<p>Южная и Западная провинции и Сабарагавува, Шри-Ланка [197]</p>
29. Флюорит CaF ₂	<p>Грейзены, скарны</p>	<p>$SiF_4 + 2CaCO_3 = 2CaF_2 + SiO_2 + 2CaO_2$;</p> <p>часто сопутствуют мусковит, турмалин, касситерит, топаз, криолит</p>	<p>Зоны контакта гранитов с породами кровли</p>	<p>Солонечное, Восточное Забайкалье, СССР [179]</p>

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
VII. Мезо-термальные (все силикаты замещены вторичными минералами)	30. Барит $BaSO_4$		Кислые и щелочные интрузии	Реакция гидротермальных вод, содержащих $BaCl_2 + BaS$, с вадозными водами, содержащими SO_4^{2-}	Жилы, линзы, баритовые брекчии, метасоматические породы	Метасома: Магнет-Ков, Арканзас, США [162] Жилы: Салаир, СССР [179]
	31. Витерит $BaCO_3$			Замещение барита при выветривании		
	32. Флюорит		Серицитизированные, березитизированные или силицифицированные граниты	Сопутствующие минералы: кварц, барит, кальцит, сульфиды	Жилы и метасомы	Солонечное, СССР [179]; Иллинойс, Кентукки, США [11]
	33. Апатит		Силикатные породы, карбонаты		Жилы и метасомы	Только Толедо и Логросан, Испания
34. Андалузит, кианит Al_2SiO_5 , дюмортьерит $Al_8BSi_3O_{19}(OH)$ (± корунд)		Изверженные породы, преимущественно вулканические		Кристаллизация кремнезема и глинозема, вынесенных из породообразующих алюмосиликатов	Линзы Al-метасоматитов (ранее — вторичных кварцитов)	Семиз-Бугу, Казахстан, СССР [179]

35. Пирит	Серицитизированные и хлоритизированные породы, импрегнированные пиритом	$2\text{H}_2\text{S} + \text{Fe} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 \text{ (из вмещающих пород или с глубины)} \rightarrow \text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \pm \text{халькопирит}$	Жилы и метасомы	Рио-Тинто, Испания [34]; Мацуо, Япония [113]
36. Магнезит кристаллический MgCO_3	Различные породы, обычно метаморфизованные отложения около коралловых рифов; графитовые и серицитовые филлиты	<p>Метасоматоз известняков разного возраста $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$;</p> <p>$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{MgCO}_3 \rightarrow 2\text{MgCO}_3 + \text{CaCO}_3$</p>	Пластовые залежи большой мощности, метасоматиты с реликтами известняков и доломитов	Саткинское, Урал, СССР [179]; Фейч, Австрия [113]; Банков-Подречани, Чехословакия [1]; Габбс, Невада, США [195]
37. Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$				
38. Массивный магнезит	Серпентинизированные ультрабазиты	$2(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4 + \text{оливин} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{антигорит} = \text{H}_4(\text{MgFe})_2\text{Si}_2\text{O}_9 + \text{MgCO}_3$	Жилы и линзы, метастаи с реликтами серпентинитов	Эзуба, Греция [145]
39. Исландский шпат	Траппы, карбонаты, амигдалоиды, подушечные лавы	Кристаллизация из растворов	Кристаллы в друзовых пустотах в туфах, жилах и карстовых полостях	Хельгустадир-фьорд, Исландия [112]; Сибирская платформа, СССР [179]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
		40. Тальк $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$ и мыльный камень	1. Магнезит и доломит, силикатные породы	1. Контактный метасоматоз между Mg- и Si-содержащими породами при участии гидротерм с SiO_2 (тальк) или CO_2 (мыльный камень): $MgCO_3 + 4SiO_2 = H_2Mg_3Si_4O_{12} + 3CO_2$	Жилы, вкрапления, метасомы, преимущественно на контакте между Mg- и Si-содержащими породами	1. Киргитейское, Енисейский край, СССР [179]; Иньо-Маунтинс, Калифорния, США [206]
			2. Ультрабазиты, пикриты и серпентиниты	2. Региональный метаморфизм или мезотермальные условия $Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_4 =$ антигорит $= H_2Mg_3Si_4O_{12} + H_2O$ тальк		2. Шабровское, Урал, СССР [179]; округ Ламойл, Вермонт, США [36]
		41. Хризотил (1) $Mg_6(Si_4O_{10})(OH)_8$, амфибол-асбест (2) (табл. 11)	1. Серпентиниты (проявления с реликтами перидотитов, дунитов, пироксенитов)	1. Автометаморфическая гидротермальная серпентинизация ультрабазитов с последующей перекристаллизацией антигорита (с удалением от разломов) через промежуточную стадию серпофита (массивного,	Пересекающиеся прожилки волокнистого асбеста во вмещающих породах	1. Баженовское, Урал, СССР [179]; Квебек, Канада [153]

		2. Породы с силикатами Fe (около проявлений крокидолита и амозита), серпентиниты, ультрабазиты, метаморфические породы с амфиболом, тальком или карбонатами (около проявлений антофилита, актинолита, тремолита)	светло-зеленого) в гидротермальных условиях	2. Региональный метаморфизм с гидротермальным привнесом Na + Mg (амозит); биметасоматоз на контакте серпентинитов с кислыми интрузивами (кроме амфибол-асбеста)	2. Мочаловское, Урал, СССР [179] — антофилит; Кейптаун, ЮАР [40] — крокидолит, амозит
VIII. Эпитермальные (все силикаты замещены глинистыми, карбонатными и другими вторичными минералами)	42. Флюорит	Различные породы, в том числе платформенные отложения	Осаждение близ источников термальных вод; радиально-лучистые агрегаты с кахолоном и каолинитом	Брекчированные жилы, включающие блоки вмещающих пород	Калангуйское, Восточное Забайкалье, СССР [179]
	43. Вермикулит	Пироксениты	Превращение пироксенитов в вермикулит (через стадию биотита и флогопита)	Жилы, линзы	Либби, Монтана, США [144]
	44. Каолин	Граниты, гнейсы	Изменение пород вдоль трещин под воздействием фумарол или углекислых вод	Жилы вдоль трещин	Корнуолл, Великобритания [28]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
е. Сублиматы	(см. разд. VII)	45. Сера S	Туфы, вулканические некки и кратеры	$2\text{H}_2\text{S}$ (из сольфатар) + $+\text{SO}_2 = 3\text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$, $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} +$ $+\text{2S} + 0,527 \text{ МДж}$	1. Корочки на стенках некков 2. Серные озера на дне кратеров 3. Серные потоки на склонах вулканов	1. Везувий, Этна, Италия [34] 2. Калинка близ Детвы, Чехословакия 3. Хоккайдо, Япония [200]
		46. Сассолин H_3BO_3	Молодые вулканические породы	Конденсация из фумарол и соффионей с 0,1—1%-ным H_3BO_3	Пары и растворы	Тускания, Италия [34]
ж. Метаморфогенные	IX. Метаморфические	47. Кристаллический графит	Графитовые гнейсы, слюдяные сланцы, филлиты, часто с пиритом (ранее битуминозные глинистые сланцы с FeS_2 , испытавшие метаморфизм)	Углерод битуминозных примесей в различных породах при температуре $>650^\circ\text{C}$ образует CO или CO_2 , которые мигрируют и концентрируются; в результате реакций $\text{CO} + \text{H}_2 \rightarrow \text{C} + \text{H}_2\text{O}$, $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2 \rightarrow \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ при температуре $<650^\circ\text{C}$ образуется графит	Жилы, линзы	Завальевское, р. Буг, СССР [179]

X. Контактво-во (каустически)-метаморфизованные	48. Массивный графит	Контактово-метаморфизованные отложения	Перекристаллизация углерода при пирометаморфизме пластов угля; преобразование графита в природный кокс или антрацит	Пластовые тела и жилы	Сонора, Мексика [70]; Тунгусское, СССР [179]
	49. Наждак (корунд ± ± магнетит и шпидель)	1. Габбро, норит, гранит 2. Контактово-метаморфизованные известняки	1. Перекристаллизация минералов бокситов в ксенолитах, захваченных магмой 2. Контактный метаморфизм известняков с залежами бокситов	Линзы и гнезда	1. Сигангойское, Хакасская АО [179] 2. Наксос, Греция; Айдын, Турция [112]
	50. 1. Андалузит (2. ± силлиманит Al_2SiO_5)	Контактово-метаморфизованные глинистые осадки	1. Контактный метаморфизм продуктов переотложения каолиновой коры выветривания в экзоконтактных зонах 2. В эндоконтактных зонах — то же	Околоконтактные зоны	1,2. Литл-Марико-Ривер, Трансвааль, ЮАР — россыпи [113]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
	XI. Регионально-метаморфизованные	51. Графит массивный и кристаллический	Граниты, гнейсы, слюдяные сланцы, филлиты, часто с пиритом (ранее метаморфизованные битуминозные глинистые сланцы с прослоями углистых сланцев, часто с FeS_2)	Региональный метаморфизм битуминозных и углистых сланцев (отложенных в неазрированных заливах), сопровождающийся перекристаллизацией аморфного С в графит	Пластовые тела, жилы, линзы с резко варьирующей мощностью	Чехия-Крумлов, Чехословакия [109, 111]; Мюльдорф, Австрия [113]; Кропфмюль, ФРГ [115]
		52. 1. Кианит (2. ± корунд)	Кристаллические сланцы	Региональный метаморфизм продуктов переотложения каолиновых (1) или латеритных (2) кор выветривания	Прослои рассеянных кристаллов в слюдяных кристаллических сланцах, гнейсах и кварцитах	1. Генри-Ноб, Южная Каролина, США [5*]; Кейвское, Кольский полуостров, СССР [179] 2. Чайнытское, Якутия, СССР [179]

53. 1. Силлиманит
(2. ± корунд)

2. Пелла-Уэст, Намибия [115];
Сона-Пахар, Ассам, Индия [113]

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

3. Месторождения выветривания

XII. Реликтовые элювиальные и коллювиальные

54. Барит

Преимущественно карбонатные породы

Выветривание слабоустойчивых (особенно карбонатных) пород, включающих первичные жилы

Прослои выветрелого материала (близ поверхности) и блоки (на глубине) барита или флюорита

Округ Вашингтон, Миссури, США [126]; Джалаирское, Казахстан, СССР [179]

55. Флюорит

Морван, Центральный массив, Франция [35]

56. Тальк

Выветрелые доломиты, ультрабазиты

Поверхностный пласт мощностью до 100 м

Киргитское, Енисейский край, СССР [179]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
		57. Формовочные, стекольные, абразивные и фильтровальные кварцевые пески				
	XIII. Остаточные (коры выветривания)	58. Каолин	Граниты, ортогнейсы, пегматиты, аркозы, редко породы с листовыми силикатами	Красноцветное тропическое выветривание (среднегодовая температура около 20 °С, количество осадков 1000 мм/год) под тропическими лесами, pH грунтовых вод 4—5 (H ₂ CO ₃ , или H ₂ SO ₄ , или фульвокислоты), обезжелезивание: Fe ³⁺ под воздействием органических веществ переходит в Fe ²⁺ , который выносятся	Площадная или линейная кора выветривания (т.е. горизонтальные чехлы или глубокие карманы)	Карлови-Вари, Кадань, Пльзень, Чехословакия [107]; Глуховецкое, Украина, СССР [179]; Спрус-Пайн, Северная Каролина, США [176]
		59. Al-латериты (бокситовые латериты) (табл. 34)	Гранитоиды с фельдшпатоидами, породы с низким содержанием кремнезема	Латеритное выветривание (среднегодовая температура 20 °С, количество осадков 500—1500 мм/год в сезоны дождей) в саваннах на холмистой поверхности, pH выше и ниже 7; выщелачивание K,	Обширные коры выветривания или их реликты	Демерара-Ривер, Гайана; Йенахин, Эджуанема-Маунт, Гана. острова Лос

	Карбонатные по- руды	Na, Ca, Mg, SiO ₂ , слабое обезжелезивание	Карбонат Гвинея; Ар- канзас, США [142]; Уэйпа, Австралия [74]
60. Галлуазитовые ос- таточные глины (табл. 37)	Риолиты и риоли- товые туфы	Каолинизация полевых шпатов (часто альбита) (бо- лее щелочные растворы?), возможно, при участии эпи- термальных вод	Коры выветрива- ния, сопро- вождаемые галлуазито- выми глина- ми
61. Бентонит	Вулканические стекла кислого и ос- новного состава	Выветривание в щелоч- ной среде вулканических пеп- лов; эпитеермальное измене- ние в водоемах, прогретых пеплопадами; изменение на дне моря	Субгори- зонтальные пластовые и линзовидные тела Блэк- Хилс, США [43]; Черкас- ское, СССР [138]; Брана- ни близ Мос- та, Чехосло- вакия [109, 111]
62. Охры	Пиритоносные глинистые сланцы, сульфидные руды, руд- ничные воды	$2\text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{FeSO}_4 +$ $+ 2\text{H}_2\text{SO}_4; 4\text{FeSO}_4 +$ $+ 2\text{H}_2\text{SO}_4 + 2\text{O}_2 \rightarrow$ $\rightarrow 2\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{O};$ $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 6\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ $\rightarrow 2\text{Fe}(\text{OH})_3$ (смесь лепидокрокита и гётита) $+ 3\text{H}_2\text{SO}_4$	Кора выветрива- ния мощно- стью до 100 м Горни- Лукавице, Кремница (рудничные воды), Чехо- словакия [111]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
		63. Массивный магнезит	Серпентинизированные ультрабазиты	$H_4Mg_3Si_2O_9$ (антигорит) + $2H_2O$ + $3CO_2$ → $3MgCO_3$ (массивный магнезит) + $2SiO_2$ (опал → халцедон → кварц) + $4H_2O$	Желваки и линзы в основании коры выветривания	Халиловское, СССР [179]; Зомбковице, Польша [75]
		64. Вермикулит	Породы с Mg — Fe-слодами (биотит, флогопит)	Гидратация Mg — Fe-слод	В депрессиях коры выветривания большой мощности	Потанинское, Урал, СССР [179]; Либби, Монтана, США [144]
		65. Графит	Графитсодержащие кристаллические сланцы	Выветривание породообразующих силикатов с сохранением графита и кварца	Кора выветривания графитовых залежей	Таматаве — Маровинци, Мадагаскар [115]
		66. Фосфаты	Карбонатные породы	Химическое выветривание слабо фосфатизированных карбонатных пород	Выполнение карстовых депрессий на карбонатных породах	Ашинское, Урал, СССР [179]; Теннесси, США [4] — покровные залежи

XIV. Ин-
филь-
траци-
онные

67. Фосфаты

Карбонатные по-
роды

Переотложение фосфатов
грунтовыми водами с H_2CO_3
и гумусовыми кислотами из
трещинах и карстовых пусто-
тах подстилающих известня-
ков, местный «холодный»
метасоматоз

Карманы

Данел-
лон, Флори-
да, США
[193] —
твердая по-
рода; Тенне-
си, США [4]
— белая по-
рода; остров
Науру, архи-
пелаг Гил-
берт [199] —
метасомы в
коралловых
известняках

68. Флюорит

Известняки и сили-
катные породы

Переотложение CaF_2
грунтовыми водами в трещи-
нах

Прожил-
ки близ по-
верхности

Сарди-
ния [140]

XV. Цемен-
тации

69. Диатомиты (диато-
мовые земли)

Изменение пластов
вулканических туфов и
диатомитов

Растворение диатомовых
раковин щелочами, образу-
ющимися при выветривании
стекла вулканических туфов;
осаждение SiO_2 в порах диа-
томовых земель

Пласты

Чешское
среднегорье,
Чехословакия
[111]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
		70. Цементкварциты	Песчаники	Растворы коллоидного SiO_2 (образовавшиеся при коалиновом выветривании), кварцевый песок, отложенный в депрессиях; опаловый цемент, за несколько миллионов лет перекристаллизованный в мозаику из халцедона или кварца	Линзы	ФРГ [58]; Странце близ Москва, Чехословакия [111]
		71. Цеолиты (табл. 33)	Туфы, туффиты	Гидролиз кремнистого стекла туфов	Пласты	Итая, Япония [183]; Джерси-Валли, Невада, США (Олсон, см. [115])
		Россыпи современные и ископаемые				
и. Осадочные месторождения	XVI. Механически переотложенные	72. Алмаз	Галечники, пески, местами с прослоями глины	Длительное выветривание материнских пород, неоднократное переотложение, накопление в участках медленного течения	Пласты в аллювиальных, элювиальных или коллювиальных отложениях, обогащенные по-	Река Касаи, Заир [103]; Виллой, Якутия, СССР [22]; шельфовые отложения

			лезными ми- нералами	Намибии [103]
73. Корунд				Семиз- Бугу, Казах- стан, СССР [179]
74. Гранат				Трше- бивлице, Че- хословакия [67]
75. Монацит				Пляж- ные отложе- ния; Брази- лия, Индия, Австралия [113]
Псефитовые и псаммитовые породы				
76. Фосфаты	Галечники, пески, местами с прослоями глин	Обогащение фосфатами плиоценовой формации Бон- Валли и четвертичных галеч- ников за счет перетолжения миоценовой формации Хо- торн (биохемогенные фосфа- ты)	Аллови- альные, элю- виальные или коллю- виальные от- ложения, обогащенные фосфатами	Бартоу, Флорида, США [33]: наземные га- лечники — формация Бон-Валли (плиоцен) и речные га- лечники (чет- вертичные)

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
		77. Полевые шпаты	Речные и пляжные галечники и пески, глины	Физическое выветривание красных порфиритовых участков гранитоидных плутонов	Пласты, обогащенные полевым шпатом, в аллювии или речных террасах	Пляжные дюны в Калифорнии, США [115]; Галамки, Братчице, Грушовани у Брно, Чехословакия [109, 111]
		78. Каолинитовые пластичные и сушарные глины	Пески, песчаники	Переотложение продуктов каолинитовой коры выветривания в пресноводные бассейны	Пласты	Питрокстоу, Девон, Великобритания [47]; Миссури, США [90]; Скальна, Горжковец, Брник, Злив, Чехословакия [109, 111]
		79. Монтмориллонитовые глины	Туфы, туффиты кислых и щелочных вулканитов	Переотложение бентонитов	Пласты	Кузмице, Чехословакия [167]

80. Галлуазитовые глины	Кислые вулканиты и туфы, галечники, глины и пески	Переотложение остаточных галлуазитовых залежей (обычно на небольшом расстоянии)	Пласты	Михаловце, Чехословакия [109]
81. Карстовые бокситы	Известняки	Переотложение Al-латеритов в депрессии на поверхности закарстованных известняков	Карманы	Баконь—Эрдё, Венгрия; Далмация, Югославия; Ле-Бо, Франция; Ямайка; Тихвинское, СССР [7]
82. Охристые глины	Глины, мелкозернистые пески	Переотложение продуктов красноцветного выветривания (тропического) с минералами Fe (охры) или марганца (умбры)	Пласты	Днешице, Чехословакия [111]
83. Минеральные красители	Охры, глины, мелкозернистые пески	Переотложение продуктов каолинового выветривания мелкозернистых филлоликатных пород (например, филлитов)	Пласты	Горни-Лукавице, Чехословакия [111]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
	XVII. Биогенные полезные ископаемые	84. Гуано	Подстилающие породы — обычно коралловые известняки	Постоянные места обитания морских птиц на пляжах и островах (аридный климат), колонии летучих мышей в пещерах	Пласты на поверхности острова или на дне пещер	Науру, архипелаг Гилберт [199]; Випутек, Моравский Крас, Чехословакия [111]
		85. Диатомовые земли	Глины, углистые отложения	Накопление диатомовых раковин в морских или озерных условиях, вулканическая деятельность	Пласты	Ломпок, Калифорния, США [166]; Боровани, Чехословакия [109, 111]
	XVIII. Биохемогенные полезные ископаемые	86. Сера	Мергели	1. Осаждение в лагунах при участии серных бактерий 2. Восстановление ангидрита до H_2S углеводородами или бактериями, окисление H_2S до S	Импregnации в мергелях или гипсе (кепрок)	Природный газ (Канада); 1. Сицилия, Италия [159] 2. Техас, Луизиана, США [56]; Махув, Польша [143]

87. Пирит	Черные сланцы, графитистые филлиты	Реакция органогенного H_2S (разложение органического вещества) с Fe ($FeCl_3$ вулканогенный или Fe за счет выветривания)	Импregnации и слои массивных сульфидов	Хвалетице, Чехословакия [111]
88. Фосфаты	Глауконитовые кварцевые пески, глины, мел	Химическое осаждение фосфатов на глубине 50—100 м после удаления CO_2 из морской воды в атмосфере; на контакте с интрузивами: фосфаты → апатитовые породы	Конкреции, рассеянные в продуктивном пласте (1) (платформенные месторождения) или сконцентрированные в пластах (2) (геосинклинальные месторождения)	1. Украина, СССР [179] 2. Марокко, Алжир, Тунис, Египет [103] — шельф геосинклинали Тетис
89. Доломиты	Морские отложения	Диagenетическое преобразование органогенных известковых илов в доломиты: $2CaCO_3 + MgSO_4 + 2H_2O \rightleftharpoons CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 \times 2H_2O$; $2CaCO_3 + MgCl_2 \rightleftharpoons CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2$	Пласты	Хоч-Доломит, Чехословакия [109]
90. Пресноводные кварциты	Вулканиты и их туфы	Осаждение SiO_2 из горячих источников при участии растений	Линзы	Стара-Кремничка, Чехословакия [167]

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
		91. Лидиты (морские палеокварциты)	Глинистые сланцы, сланцы, граувакки, палеовулканиты	Осаждение SiO_2 вблизи горячих источников, изливающихся на дно моря, при участии организмов (радиолярий)	Линзы большой мощности	Кожово-гора около Кладно, Чехословакия [111]
		92. Натриевая селитра NaNO_3	Выветрелые породы	Концентрация аксессуарных солей аммония из вулканических пустынь и их взаимодействие с Na полевыми шпатами во время дождей	Корочки на поверхности выветрелого материала	Атакама, Тарапака, Чили [115]
XIX. Хемогенные полезные ископаемые (породы)		93. Барит	Черные сланцы	Осаждение в мелководных бассейнах, снабжаемых Ba, Fe, Zn и H_2S из подводных эксгаляций и термальных источников; вдоль побережья при окислении: $\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{Ba} \rightarrow \text{BaSO}_4$; сфалерит и пирит образовались в центральной части бассейна в восстановительных условиях	Пласты барита с пиритом и сфалеритом	Мегген, Вестфалия, ФРГ [115]

94. Магнезит и гидромагнезит	Доломиты	<p>1. В лагунах и озерах с излияниями Mg-содержащих вод: $Mg(OH)_2 - MgCO_3 \times xH_2O \rightarrow MgCO_3$</p> <p>2. Хунтит $CaMg_3(CO_3)_4$ и гидромагнезит $Mg_4(CO_3)_3(OH)_2 \cdot 3H_2O$ образуются в озерах близ выветривающихся серпентинитов</p>	Пласты	<p>1. Нидлс, Калифорния, США [194]; Овертон, Невада, США [157]</p> <p>2. Сербия, Греция [202]</p>
95. Доломиты	Морские отложения	<p>Реакции при смешении вод с различной соленостью:</p> $2Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 =$ $= CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 \times$ $\times 2H_2O + 2CO_2$	Пласты	<p>Балхаш, СССР; современное осаднение в месте впадения реки Иордан в Мертвое море</p>
96. Гипс и ангидрит			Пласты и блоки в известковых глинах и сланцах	<p>Гарц, ГДР [93]; Новая Шотландия, Канада [174]; Калифорния</p>
97. Каменная соль	Глинистые сланцы, мергели, известняки	Химическое осаждение при испарении морской воды	Импregnации, пласты, диапиры	<p>Клодава, Польша [98]; побережье Мексиканского залива, США [115]</p>

Категория	Класс	Полезные ископаемые	Вмещающие породы	Условия образования	Форма залежей	Примеры месторождений
		98. Калийные соли (табл. 44)			Пласты, перекрывающие залежи соли	Штасфурт, ГДР [151]; Карлсбад, Нью-Мексико, США [2]; Саскачеван, Канада [80]; Соликамск, СССР [179]
		99. Бораты	Песчанистые, глинистые сланцы, вулканические туфы и туффиты	1. Осаждение в бассейнах плейстового типа; бор, вероятно, вулканогенный 2. Заключительная стадия солеобразующего цикла	1. Пласты 2. Вкрапления в блоках К-солей	1. Крамер; Серлс-Лейк, Калифорния, США [160]; Балликезир, Бурса, Кютахья, Турция [113] 2. Штасфурт, ГДР [151]
к. Гидросфера и атмосфера	XX. Воды с раствором	100. Метеорные воды с (I) Si	Разные, преимущественно пористые по-	Выщелачивание Si, Ba, F из боковых пород	Выполнение тре-	1. Еников, Чехослова-

сфера	ренными солями	(2) Ва + F	роды	шин, импрегнация в боковых породах	кля [111] 2. Дечин, Чехословакия;	
		101. Грунтовые воды с (1) NaCl, I, B, Br (табл. 45) (2) Mg	I, Br в водах нефтяных месторождений	Морские рассолы, захваченные при диагенезе	Пласты грунтовых вод	1. Миссисипи, Алабама, США [41] 2. Мичиган, Канада [113]
		102. Морская вода с NaCl, K, Br, Mg		Растворимые продукты выветривания на континентах	Мировой океан	NaCl — соленые озера в тропиках Mg — Фрипорт, Техас, США [65] H ₂ O — Кувейт
XXI. Воздух	103. Смесь природных газов	Состав, об. % N ₂ 78,00 O ₂ 20,95 Ar 0,93 CO ₂ 0,03 Ne 0,0018	He 0,0005 Kr 0,0001 H ₂ 0,00005 Xe 0,000008 O ₃ 0,000001	Дегазификация Земли	Воздушная оболочка Земли, включая экзосферу до высоты 800 км	Атмосфера (за время своего существования человечество использовало 237 · 10 ⁹ т O ₂)

Морфология и размеры месторождений неметаллических полезных ископаемых

Месторождения неметаллических полезных ископаемых имеют преимущественно таблитчатую форму, достаточно вытянутую (жилы, пласты) или ограниченную в размерах (линзы). Многие месторождения слагают крупные массивы и штоки (например, строительные камни магматического генезиса, соли). Реже встречаются месторождения гнездовидной или карманообразной формы (наждак и бокситы) либо неправильной формы (метасоматические магнезиты). Импрегнационные и вкрапленные месторождения неметаллических полезных ископаемых представляют редкое исключение (например, сера в гипсовых шляпах, алмазы).

Гидротермальные месторождения неметаллов (например, флюорита, барита, кварца) представлены жилами, мощность которых не превышает нескольких метров. Что касается других размеров, то они лежат в пределах сотен метров. Линзовидная форма залежей некоторых пластичных видов неметаллического сырья (например, графита и талька) вторична и обусловлена сжатием и выжиманием в процессе тектогенеза. Линзовидная форма пегматитовых жил, напротив, связана с тектоническим разрушением вмещающих пород и метасоматическими процессами.

Месторождения неметаллических полезных ископаемых, связанные с корами выветривания, имеют в общем пластовую форму с неровной верхней и нижней поверхностью вследствие эрозии и изменчивости глубины выветривания.

Осадочные месторождения встречаются в виде пластов или линз. Слои часто имеют значительную и устойчивую мощность (например, песчаники, см. разд. 2.8). Пластовые и жильные месторождения ограничены по простираанию вследствие выклинивания, размыва, смены типа пород или степени выветривания. Примерами пород, образующих линзовидные залежи, служат доломиты в известняках, соли калия в каменной соли (в обоих случаях породы месторождения имеют сходный с вмещающими породами состав и текстуру), сера в гипсовых шляпах соляных месторождений и цементный кварцит в песчаниках (в этих случаях породы месторождения и вмещающей толщи резко различаются по составу). Генезис линзовидных залежей не всегда ясен и их трудно обнаружить, так как они обычно не обнажаются на поверхности.

ТАБЛИЦА 9. Классификация месторождений неметаллических полезных ископаемых по размеру

Полезное ископаемое	Единицы измерения	Месторождения		
		мелкие	средние	крупные
Каменная соль	Млн. т	100	100—500	500
Известняк для цемента и извести	Млн. т	4	4—20	20
Доломит, песчаник, гранит, базальт, гнейс, мрамор, кирпичная глина	Млн. м ³	1,5	1,5—7,5	7,5
Каолин, керамические и огнеупорные глины, огнеупорные сухарные глины, кварциты, стекольные и формовочные пески, гипс	Млн. т	1	1—5	5
Полевошпатовое сырье	Млн. т	0,1	0,1—1	1
Огнеупорный магнезит, бентонит, металлургический известняк	Тыс. т	100	100—500	500
Флюорит	Тыс. т	30	30—150	150
Тальк, асбест, известняк для химической промышленности	Тыс. т	10	10—50	50
Слюда	Тыс. т	2	2—10	
Графит чешуйчатый	Тыс. т	1	1—5	5

Классификация месторождений неметаллических полезных ископаемых по размеру приведена в табл. 9.

Форма и размер месторождений являются важными параметрами для их поисков и разработки. Крупные месторождения типа массивов и штоков, которые обычно выходят на дневную поверхность, довольно легко обнаружить, подтвердить разведкой и разрабатывать открытым способом. Пластовые залежи неметаллического сырья широкого площадного развития (складчатые или почти горизонтальные) также можно легко обнаружить на пенепленизированной или расчлененной поверхности. Разработка таких месторождений часто осложняется наличием мощной толщи перекрывающих пустых пород.

Для поисков месторождений неметаллических полезных ископаемых жильной и линзовидной формы небольших размеров следует применять геофизические методы. Залежи гнездовидной, карманообразной и неправильной форм на поисковой стадии требуют применения буровых скважин и даже подземных горных выработок. Поиски погребенных залежей небольших размеров особенно трудны, поэтому для них необходимо применение всех имеющихся методов.

Месторождения промышленных минералов

«Даже из моря нельзя зачерпнуть воды больше, чем кувшин, которым черпаешь».

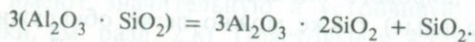
Индийская пословица

6.1. АНДАЛУЗИТ И ДРУГИЕ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Андалузит Al_2SiO_5 назван так по месту первой находки — области Андалусия, Испания, а силлиманит в честь английского химика Силлимана. Кианит происходит от греческого «кианос» — темно-синий (Вернер, 1774), а более раннее название этого минерала «дистен» заимствовано от греческого «дистенос», означающего разную твердость минерала в двух направлениях. Дюмортьерит носит имя французского палеонтолога Дюмортьера, а муллит — острова Малл близ Шотландии, где находки его известны на контакте базальта с высокоглиноземистой породой.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АНДАЛУЗИТА И ДРУГИХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МИНЕРАЛОВ. В начале этого века было обнаружено, что керамические материалы приобретают превосходные физико-механические, изоляционные свойства и огнеупорность, если в них вместо кварца вводят кианит или андалузит. При плавлении они превращаются в муллит $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ — волокнистый минерал (табл. 10) похожий на силлиманит.

Этот новый керамический материал способен выдерживать более высокие температуры, чем спеченный кремнезем (динас в Европе) и огнеупорная глина (шамот), и использовался в США для изготовления свечей зажигания и пирометров. Он получается при нагревании до 1595°C по реакции



100% (анд., силл., кианит) = 88% (муллит) + 12% (кристобалит)

При разложении дюмортьерита и топаза выход муллита повышается до 95%. Муллит относится к огнеупорным материалам с низким коэффициентом расширения, т.е. с высокой устойчивостью к температурному воздействию. Он обладает умеренной теплопроводностью, высоким сопротивлением сжатию и устойчивостью к коррозии при высокой температуре (используется для изготовления запальных свечей и разливочных стаканов в металлургии).

ТАБЛИЦА 10/1. Химические, физические и технологические свойства минералов группы андалузита и волластонита

Минерал	Химический состав	Физические свойства				Методы переработки
		Обычный цвет	Твердость	Объемная плотность	Увеличение объема при нагревании, %	
Андалузит	$Al_2O_3 \cdot SiO_2$	Розовый	7—7,5	3,1—3,2	3	Нагревание до 1300—1540 °С — образуется муллит, устойчивый до 1810 °С
Силлиманит	63,2% Al_2O_3	Белесый	7	3,2—3,25	7—8	
Кианит	36,8% SiO_2	Голубой	c:4,5 ab:7	3,5—3,6	16	
Дюмортьерит	$8Al_2O_3 \cdot B_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$	Голубой	7—8			
Топаз	$Al_2O_3 \cdot 2Al(F, OH)_2 \cdot 3SiO_2$	Желтоватый	7—8			
Волластонит	$CaSiO_3$ (48,3% CaO; 51,7% SiO_2)	Белый	4,5—5	2,8—2,9	Мало	Нагревание (точка плавления 1512 °С)
Ставролит	$Al_4Fe^{2+}O_2(OH)_2 \cdot (SiO_4)$	Черный	7—7,5	3,65—3,77		Используется в естественном состоянии

ТАБЛИЦА 10/2. Химические, физические и технологические свойства минералов группы андалузита и волластонита

Минерал	Изменения в процессе переработки	Технологические требования			Применение
		Полезный компонент (минимальное содержание)	Вредные примеси (максимальное содержание)	Примечания	
Андалузит	Образование муллита	2—6% андалузита (после переработки содержание Al_2O_3 60%)	Бiotит, полевые шпаты: $R_2O_3 + R_2O + RO = 2\%$, из них: $Fe_2O_3 + FeO = 1-2\%$, $K_2O + Na_2O = 1-1,5\%$, $TiO_2 = 1\%$, $CaO + MgO = 1-1,5\%$	Диагностика: андалузит + силлиманит ромбические, кианит триклинный; рентгеновская диагностика надежна, трудно различить силлиманит и муллит. Возможна ИКС	Огнеупорный муллитовый кирпич (50—57% Al_2O_3) для футеровки металлургических и стекловарных печей; муллитовые изделия в конструкциях космических кораблей; получение силумина — сплава Si и Al
Силлиманит	От $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	10% силлиманита			
Кианит	71,8% Al_2O_3 до	5—7% кианита (после переработки содержание Al_2O_3 60%)			
Дюмортьерит	$2Al_2O_3 \cdot SiO_2$; при высоком давлении				
Топаз	$Al_2O_3 \cdot SiO_2$				
Волластонит		85% волластонита	Fe_2O_3		Разрезные плитки; плитки для мощения дорожек, фарфор, изоляторы, наполнители красок, покрытие сварочных электродов Полирование ставролитовым песком, добавки в цемент, специальные дорожные покрытия; абразивные шкурки
Ставролит				Месторождения: добывают из россыпей как попутный продукт (Трейл-Ридж, Флорида; Эйкен, Южная Каролина, США)	

Кианит при обжиге сильно увеличивается в объеме (табл. 10), и поэтому при формировании огнеупорный материал должен быть обожжен при температуре перехода кианита в муллит (1450 °С). После добавки пластичной глины (около 40% Al_2O_3) в дробленый андалузит или кусковой кианит смесь обжигается при 1540 °С. В этой смеси муллит, возникший из андалузита, или муллит из кианита образуют сростания с муллитом, раскристаллизованным из связующей глины.

Полагают, что силлиманит устойчив как при высоких, так и при низких температурах, при которых андалузит и кианит должны быть неустойчивы, однако, вероятно, силлиманит является типичным минералом высоких температур, а кианит — высоких давлений. Волокнистый войлокоподобный агрегат силлиманита называют фибролитом. Хиастолит, разновидность андалузита, которая образуется при изменении битуминозных глинистых сланцев, используется для тех же целей, что и андалузит. Характерной его чертой является мальтийский крест или греческая буква χ (хи), проявляющиеся в определенном сечении кристаллов за счет характерного распределения графитового пигмента.

Синтетический силлиманит получают сплавлением обогащенно-го каолина с глиноземом, после чего расплав разливают в формы и после охлаждения минерал дробится до требуемого размера зерен (1—2 мм). Андалузит не образуется искусственно в отсутствие Na, а силлиманит — фтора; кианит не кристаллизуется одновременно с топазом.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АНДАЛУЗИТА, СИЛЛИМАНИТА И КИАНИТА. Андалузит (а), силлиманит (б) и кианит (в) образуются в следующих процессах: 1) при контактовом метаморфизме (а, б, в — табл. 8, генетический тип 50); 2) при региональном метаморфизме высокоглиноземистых пород, главным образом глинистых, бокситоносных осадков (б, в — табл. 8, генетические типы 52 и 53); 3) андалузит, кианит и дюмортьерит могут образовывать крупные кристаллы и агрегаты в десилицифицированных пегматитах (генетический тип 13), вторичных кварцитах (правильнее Al-метасоматитах, генетический тип 34), кварцевых жилах и метасомах вмещающих пород.

1) Андалузит контактивно-метаморфического происхождения известен в ряде следующих месторождений: Акташ (Узбекистан, СССР) — пиррофиллитовые, серицитовые и агальматолитовые сланцы мощностью 300—400 м, содержащие 10—80% андалузита, 20% дюмортьерита и 5—15% корунда; Уайт-Маунтин (Калифорния, США); Марико-Дистрикт (ЮАР) — россыпь мощностью 0,3 м и др.

Силлиманит образует призматические и волокнистые агрегаты при высокой температуре в присутствии железа в контактово- и регионально-метаморфических процессах. Его можно найти в гнейсах, роговиках и россыпях. На крупнейшем в мире месторождении силлиманита Сона-Пахар (Ассам, Индия) встречается также корунд. Известны также залежи в Пипре (Мадхья-Прадеш, Индия), Капской провинции (ЮАР), Вармбаде (Намибия) и Такаринге (Новый Южный Уэльс, Австралия), Маунт-Кроуфорде (Южная Австралия).

Месторождение кианита Генри-Ноб (Южная Каролина, США) относится к контактово-метаморфическим. Кварцевая линза (кварц, 20% кианита, пирит) протяженностью 3000 м и мощностью 80 м залегает в катазоне метаморфизованных гранитоидов докембрия и образует останец (монаднок), который выступает больше чем на 100 м над окружающим пенепленом. В метаморфическом процессе кианит образуется при дефиците кремнезема. Некоторые исследователи считают, что кианит может образоваться в результате привноса глинозема гидротермальными растворами после метаморфической стадии.

2) Кианит образуется в условиях высокого давления при региональном метаморфизме высокоглиноземистых осадков. В слюдистых сланцах, гнейсах и кварцитах он встречается в форме тонкорассеянной вкрапленности. В виде карманов и линз этот минерал концентрируется в более позднем процессе контактового метаморфизма. Крупнейшее месторождение этого типа — Кейвское на Кольском полуострове — возникло при полиметаморфизме архейских каолинитовых глин, содержащих органическое вещество. Кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы с мусковитом, графитом и силлиманитом (10—15%) прослеживаются на 140 км при мощности 80—150 м. Кианит образует волокнистые и игольчатые агрегаты в виде параморфоз по хиастолиту или конкреций (до 57—58% Al_2O_3). В процессе выветривания концентрация кианита увеличивается от 3—5% в исходной породе до остаточной концентрации 10—40% (промышленное содержание извлекаемого кианита в сырье составляет по меньшей мере 20%).

К месторождениям кианита регионально-метаморфического типа относятся Бейкер-Маунтин (Виргиния, США) — 30—40% кианита; Кело-Маунтин (Южная Каролина, США) — 11% кианита в гнейсе; Грейвс-Маунтин (Джорджия, США) — 30% кианита в кварците и др.

На месторождении Лапса-Буру (Орисса, Индия) массивный кианит с примесью 10% корунда и топаза залегает в кварц-кианитовых

породах. Важные месторождения кианита имеются в Ботсване (Хафуэй-Коп), Малави (Нчеу, Капиридимба), Либерии (графство Гранд-Басса), Уганде, Танзании, Анголе и Суринаме (Бошланд).

3) Андалузит, кианит и дюмортьерит во вторичных кварцитах формируются из кремнезема и глинозема, выщелачиваемых из породообразующих алюмосиликатов гидротермальными растворами в условиях регионального или контактового метаморфизма. Вторичные кварциты могут содержать до 60% Al_2O_3 в виде андалузита и корунда; содержание последнего варьирует от следов до 90% (например, месторождение Семиз-Бугу в Казахстане, СССР, см. разд. 6.8).

Крупные месторождения дюмортьерита и топаза с кианитом и корундом (Лапса-Буру, штат Орисса) известны в Индии.

В Чехословакии вторичные кварциты с корундом, муллитом, андалузитом и диаспором обнажаются в долине ручья Капка в горах Вигорлат. Концентрат с 55—60% Al_2O_3 содержит 20% корунда, 45% муллита, 10% андалузита. Он может использоваться для производства специальных изоляторов.

ПОИСКИ, РЕСУРСЫ И ЭКСПЛУАТАЦИЯ. При поисках андалузита, силлиманита и кианита исследуется тяжелая фракция шлихов. Их отмывают из речных отложений или прибрежных песков в районах развития интрузий гранитов в глинистых осадочных породах (андалузит) или районах развития метаморфических и кислых интрузивных пород (кианит, силлиманит).

Мировые ресурсы андалузита оцениваются в несколько сот тысяч тонн, силлиманита — в несколько десятков миллионов тонн и кианита — примерно в 10 млн. т.

В период 1944 — 1954 гг. в США кианит и родственные ему минералы рассматривались как стратегическое сырье. В 1980 г. в ЮАР было добыто 196 тыс. т андалузита и 16 тыс. т силлиманита, в Индии — 46 тыс. т кианита и 13 тыс. т силлиманита, в остальных странах Азии было добыто несколько десятков тонн высокоглиноземистых минералов.

6.2. АСБЕСТ

«Асбестос» по-гречески значит неугасимый, но правильнее негоряемый. Впервые термин использован Плинием Старшим. Название «хризотил» происходит от греческих слов «хризос» — золото и «тилос» — волокно. В промышленном понимании асбестом считают минералы, которые легко расщепляются на гибкие волокна. Волокна хризотила, крокидолита и амозита гибкие и могут использо-

ТАБЛИЦА 11/1. Химические, физические и технологические свойства асбеста

Минерал	Химический состав	Длина волокна, мм	Типичное содержание главных элементов, %	Точка плавления, °C
Серпентин-асбест:	$Mg_6(OH)_8Si_4O_{10}$	0,п—300, в среднем	38—41 MgO	1150
хризотил		2,0—3,0		(дегидроксилизация при 700)
Амфиболовые асбесты:				
ромбические				
антофиллит	$(Mg, Fe^{2+})_7(Si_8O_{22})(OH, F)_2$	мм—см, обычно про- должные во- локна	30 MgO 2,5 FeO	1300
Моноклинные				
амозит	$(Fe, Mg)_7(OH/Si_4O_{11})_2$	100—175 (максималь- но 300)	5 Mg 44 окис- лов Fe	1000— 1200
крокидолит	$Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}(OH/Si_4O_{11})_2$	1,5—7,5 (преимущест- венно 1,0—1,5)	5—6 Na ₂ O	1150 (дегидроксилизация при 200—500)

ваться для изготовления пряжи, если они достаточно длинные, волокна антофиллита — хрупкие (табл. 11). Меньшее экономическое значение имеют хрупкие амфиболовые асбесты: тремолит (например, из месторождения Сондрио близ Милана), актинолит и Mg-арфведсонит.

Асбест образует жилы с волокнами, ориентированными либо под прямым углом к стенкам (поперечно-волокнистый асбест), либо параллельно направлению жилы (продольно-волокнистый асбест), или образует войлокоподобные агрегаты (массивный спутанно-волокнистый асбест). Поперечные волокна обычны для хризотила (длина колеблется от долей миллиметра до 300 мм), а продольные — для крокидолита (длиной до 1 м, Чапаро, Боливия).

Волокна хризотила представляют собой пустотелые трубки с удлинением вдоль оси *a*. Внутренний диаметр составляет 13 нм, а наружный — 26 нм. Стенка трубки толщиной 6,5 нм состоит из девяти нейтральных структурных пачек толщиной 0,71 нм, в каждой

ТАБЛИЦА 11/2. Химические, физические и технологические свойства асбеста

Минерал	Электропроводность	Гибкость	Сопротивление действию кислот и оснований	Цвет	Временное сопротивление разрыву, кг/мм ²	Использование
Хризотил	Изолятор (кроме Fe-хризотила из доломитов)	Чрезвычайно гибкий, легко скручиваемый	Растворяется	Зеленый, желтоватосерый	200—400 (от 1,96 до 3,92 ГПа); после 5-кратного сгибания прочность уменьшается до 1/2—1/3 первичной величины	Электроизоляция (безжелезистый асбест); жаростойкие ткани (волокно длиннее 8 мм); бумага, фильтры, наполнители пластмасс; химические фильтры в промышленности
Антофиллит	Проводящий	Хрупкий	Не растворяется	Серовато-белый, коричневатосерый до зеленого	137—272	Наполнитель для промышленных химических фильтров
Амозит	Проводящий	Скручиваемый	Слабо растворяется	Серый до коричневого	300	Асбоцементные изделия
Крокидолит	Проводящий	Хорошо скручиваемый	Не растворяется	Лавандовоголубой, голубой с металлическим отливом		Асбоцементные изделия

из которых внутренний слой представлен SiO_4 -тетраэдрами, а наружный — $\text{Mg}(\text{OH})_2$ -октаэдрами. Индивидуальные цилиндрические волокна параллельны друг другу, и в сечении, перпендикулярном удлинению, они группируются по закону плотнейшей гексагональной упаковки. Хризотил имеет такой же состав, как и чешуйчатый

антигорит, отличаясь лишь волокнистым строением. Хрупкие волокна хризотила образуются в случае частичной дегидроксилизации гибкого хризотила под воздействием тепла интрузивных тел. Волокна амфиболового асбеста в противоположность хризотилу не пустотелые и в 10—100 раз толще, чем волокна хризотила.

ПРИМЕНЕНИЕ АСБЕСТА. Асбестовое волокно длиной более 8 мм пригодно для пряжи и в смеси с 20—25% хлопка используется для производства огнестойкого текстиля (при 260 °С оно устойчиво длительное время, а при температуре горящего бензина — 15 с). В сочетании с бронзовой нитью используется для тормозных покрытий и фрикционных накладок сцепления. Волокно длиной 5,5—8 мм пригодно для изготовления асбоцементных листов, кровельных материалов и труб. Асбестовое волокно длиной 2,0—6,5 мм служит материалом для изоляционных покрытий (волокнистость способствует увеличению их пористости). Волокно 0,2—2,0 мм длины применяется как изоляционный материал в строительстве (в сочетании с диатомовыми землями, трепелом или глиной) и как дорожное покрытие (с асфальтом). Короткое крокидолитовое, а также любое амозитовое и антофиллитовое волокно имеет то же применение, что непряильные сорта хризотила.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА. Хризотил составляет 93% мировой добычи асбеста. Он образуется: 1) на контакте интрузивных пород с доломитом или доломитовым известняком (табл. 8, генетический тип 18); 2) в серпентинитах (табл. 8, генетический тип 41/1). Магнетит, магнезит, брусит, тальк и хлорит являются наиболее обычными сопутствующими минералами хризотила.

1) Месторождения первого типа, связанные с карбонатами, представлены хризотилом с низким содержанием железа; такой хризотил идет для получения изоляционных материалов, особенно в электротехнической промышленности. Серпентинизация доломита происходит в соответствии с уравнением



Перекристаллизация серпентина (антигорита) в гидротермальных условиях дает толчок росту хризотила с волокнами, ориентированными перпендикулярно к стенкам прожилков, обычно вдоль унаследованных плоскостей разлистования доломита.

Примером такого типа является Аспагашское месторождение на юге Минусинского бассейна в Западной Сибири, СССР. Поперечно-волокнистый хризотил с волокном длиной от 10 до 70 мм слагает густую сеть прожилков в серпентините, который возник путем за-

мещения слоистых доломитов докембрия; массивные доломиты не подвергаются замещению. Тела серпентинитов мощностью от нескольких сантиметров до 1 м приурочены к параллельным трещинам, ранее существовавшим в доломите, который между трещинами превратился в офикальцит. Содержание асбеста достигает 0,8—1,0% объема породы на площади $800 \times 300 \text{ м}^2$. Изменение пород происходило в результате воздействия растворов, связанных с интрузиями гранодиорита, спессартита и микрогранита.

К этому же типу относятся месторождения Солт-Ривер и Сьерра-Анча в Аризоне, США, месторождения в районе Каролина в Трансваале, ЮАР, в Канаде и Китае.

Поперечно-волокнистые прожилки хризотила в серпентинитах из месторождений Аризоны наследуют первичные горизонтальные плоскости напластования докембрийских известняков (известняки Мескал). Магнезиальный метасоматоз здесь химически связан с обильными диабазовыми жилами.

Вейнар [191] считает, что китайские месторождения Пао-Чоу и Лай-Юань и североамериканские месторождения Пчогори и Кине образовались на последней стадии дегидратации серпентинитового геля. Они являются продуктом серпентинизации Mg-минералов из толщи доломитов и известняков (доломит, форстерит, диопсид) под воздействием гидротермальных растворов вблизи магматических интрузий. Дегидратация геля и превращение его в серпентин (аморфный серпентин и чешуйчатый антигорит) привели к образованию контракционных трещин, в которых из остаточного геля кристаллизовался поперечно-волокнистый хризотил.

2) Серпентиниты с хризотилом формируются в результате автометаморфической серпентинизации ультрабазитов, которые по составу, возможно, соответствуют породам верхней мантии. Возраст их от докембрийского до третичного. Ультрабазиты внедряются по глубинным разломам в начальные фазы складчатости. Продуктивные зоны ультрабазитов известны на восточном склоне Урала, в Саянах, СССР; в Аппалачах (240 км длиной), в Скалистых горах, США; в Британской Колумбии, Канада; в Зимбабве (110 км длиной); на Кипре; в горах Барбертон, ЮАР.

Месторождения хризотила (рис. 29) обычно ассоциируются с серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами, верлитами), поскольку отношение Mg/Si в них наиболее близко к величине 1,5, характеризующей серпентин и хризотил. Отношение Mg/Si в дуните достигает 2, и, следовательно, для того, чтобы из него образовался серпентин или хризотил, требуется привнос Si или удаление Mg. В пироксенитах ситуация противоположная.

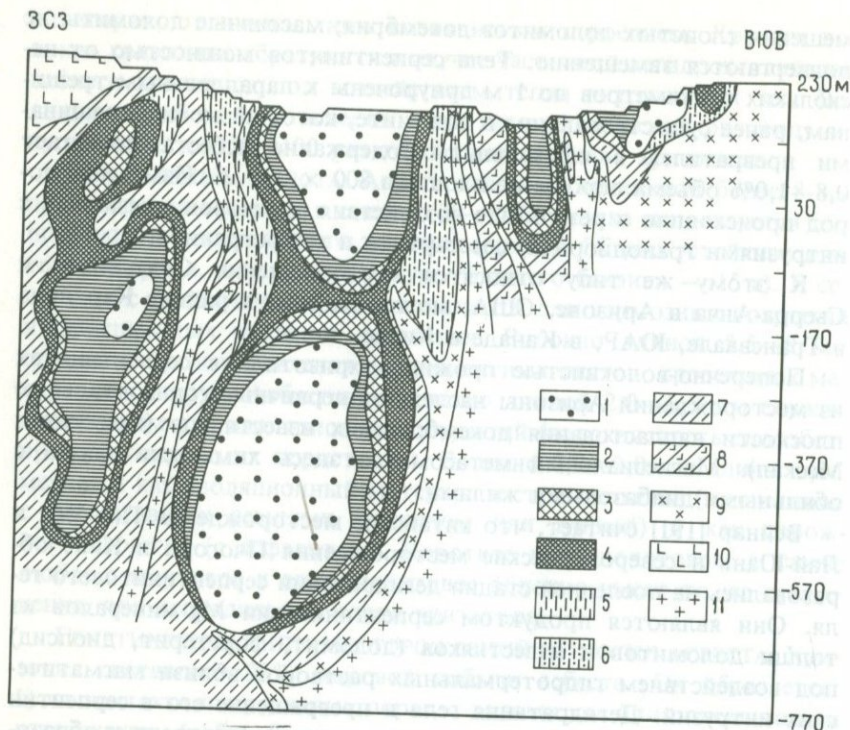
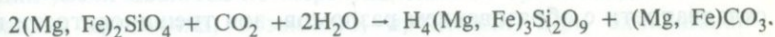


РИС. 29. Схематический разрез центральной части Баженовского месторождения хризотил-асбеста [170]. 1 — перидотит; 2 — перидотит с асбестовыми прожилками мощностью 8—60 мм в серпентинизированных зонах; 3 — серпентинит с крупной сеткой асбестовых прожилков (10—20 мм); 4 — серпентинит с мелкой сеткой асбестовых прожилков (4—10 мм); 5 — серпентинит с асбестовыми прожилками мощностью 1—3 мм; 6 — серпентинит с прожилками мощностью 0,5—1 мм и редко 3—4 мм; 7 — рассланцованный серпентинит с асбестом; 8 — рассланцованный серпентинит; 9 — оталькованный серпентинит, тальковые, тальк-карбонатные и тальк-хлоритовые породы; 10 — габбро; 11 — дайки диорита, диорит-аплита, кварцевого порфира и гранодиорита.

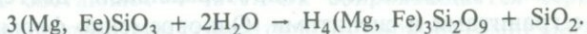
В серпентинитах хризотил образует непрерывную сеть прожилков с обычной поперечной ориентировкой в них волокон. При автометаморфической серпентинизации хризотил образуется редко и в небольших масштабах (например, Абзаковское месторождение на Южном Урале). Большинство хризотила, очевидно, образовано после серпентинизации под воздействием растворов, связанных с более поздними интрузиями гранитоидов. Согласно Еремееву и др. [50], в результате изменения ультрабазитов под воздействием гранитоидной интрузии при показанных ниже температурах формиро-

валась следующая зональность (ср. с разрезом Баженовского месторождения, рис. 29): гранитоид (650 °С) — биотитовая зона — амфиболовая (актинолит, антофиллит) зона — кварцево-карбонатная зона (550—600 °С) — тальковая зона (500 °С) — антигоритовая зона (450 °С) — хризотилловая зона 400 °С — ультрабазит.

Серпентинизация оливина под воздействием CO_2 или SiO_2 гидротермального раствора может протекать по следующим уравнениям [89]:



Антигорит образуется также из энстатита по уравнению



Больше всего хризотила такого типа дают месторождения Квебека (Канада, пояс Тетфорд, или Истерн-Тауншипс), Баженовское на Урале, СССР, и месторождения Южной Африки.

Большинство канадских месторождений (дающих до 50% мировой продукции асбеста) расположено в северо-восточных отрогах Аппалачей в пределах пояса протяженностью около 100 км и шириной 5—10 км. Пояс начинается на северо-востоке близ Ист-Бротона, примерно в 70 км южнее города Квебека, и протягивается на юго-запад через Тетфорд и Блэк-Лейк вплоть до его окончания близ города Асбестос, где находится самый крупный в мире карьер рудника Джеффри-Майн (рис. 30). Эксплуатация асбестовых рудников началась в провинции Квебек в 1876 г., годовая добыча в 1900 г. достигла 10 тыс. т, а в 1970 г. — более 1,5 млн. т.

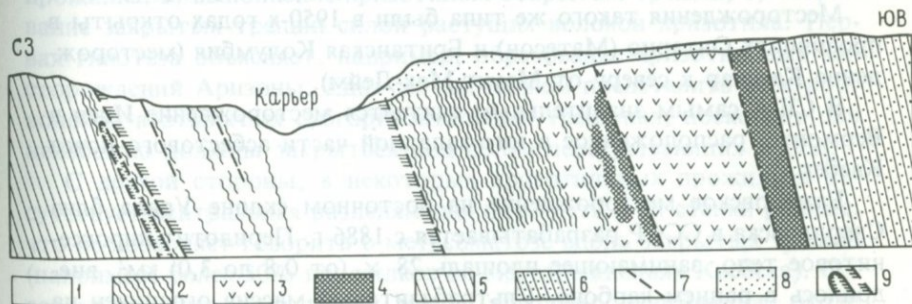


РИС. 30. Разрез месторождения Джеффри-Майн близ Асбестоса, Квебек, Канада (по Аллену и др., см. [8]). 1 — серпентинит с хризотилом; 2 — тектонически раздробленный серпентинит; 3 — грубозернистый серпентинит; 4 — габбро и пироксенит; 5 — кембрийские кристаллические сланцы (группа Колдуэлл); 6 — ордовикские кристаллические сланцы с вулканитами (группа Босвиль); 7 — гранитные интрузии; 8 — перекрывающие породы и отвалы; 9 — границы рудных тел.

Все месторождения локализуются в серпентинизированных перидотитах, которые вместе с габбро и пироксенитами были интродуцированы вдоль несогласного контакта между породами кембрия и ордовика во время таконской фазы складчатости (на границе силура и ордовика). Автометаморфическая серпентинизация захватила от 40 до 80% перидотитовых пород преимущественно на северо-западном контакте с кембрийскими породами. В девоне серпентиниты были дислоцированы в результате движений акадской фазы складчатости с образованием разломов, зон трещиноватости и трещин разного порядка, вдоль которых внедрились граниты. По содействию с телами кислых пород и в зонах тектонических нарушений серпентинизация завершилась гидротермальной деятельностью, связанной с гранитами и сиенитами. Одновременно формировались прожилки поперечно-волокнистого хризотила, которые образуют неправильный штокверк по всему объему дробленого серпентинита.

Толщина прожилков составляет около 10 мм (самое большое до 100 мм), а длина достигает нескольких метров. Прожилки продольно-волокнистого хризотила изредка встречаются в зонах скалывания. В заключительную минерагеническую фазу сформировались поздние тальковые и карбонатные прожилки.

Средняя суточная добыча руды в некоторых из десяти действующих карьеров составляет 15 тыс. т. Недавно были использованы подземные методы добычи асбеста с применением систем камерной отработки и поэтажного обрушения. Добытая руда повторно дробится, сушится, и хризотил (по меньшей мере 4,5%) на вибрационных столах отделяется (волокна концентрируются на поверхности) и затем удаляется путем отсасывания воздухом («айрлифт»).

Месторождения такого же типа были в 1950-х годах открыты в провинциях Онтарио (Матесон) и Британская Колумбия (месторождение Кассиар к северу от Маунт-Мак-Дейм).

В США самым значительным считается месторождение Иден в Вермонте, расположенное в юго-западной части асбестового пояса Квебек.

Баженовское месторождение на восточном склоне Урала близ Свердловска в СССР разрабатывается с 1886 г. Перидотит-пироксенитовое тело, занимающее площадь $28 \times$ (от 0,8 до 3,0) км², внедрилось в раннем карбоне. Ультрабазитовый массив ограничен на западе ассоциирующимся с ним интрузивом габбро. Серпентинизация развита вдоль разломов трех направлений. Промышленные залежи поперечно-волокнистого асбеста (более 20 в пределах пояса длиной 12 км) возникли только в серпентинизированных перидотитах. Они имеют мощность от 20 до 200 м, длину до 1200 м и рас-

пространяются на глубину до 500—1200 м. Бурением были установлены еще другие, не выходящие на поверхность залежи. На месторождениях проявлено зональное строение залежей, что подтверждает гипотезу образования хризотила при действии гидротермальных растворов, которые отщеплялись во время консолидации гранитоидных жил и гранитов, вероятно, пермского возраста (рис. 29). Примечательно, что длина волокон асбеста и его концентрация увеличиваются по мере удаления от гранитоидных жил. Образование хризотила, возможно, происходит при охлаждении гидротермальных растворов.

Асбестовые волокна имеют длину до 60—80 мм. Хризотил в добытой руде составляет 4—6%. Он сопровождается серпофитом, пикролитом (столбчатым серпентином), карбонатами, магнетитом, хромитом и другими минералами. Добыча идет из карьеров длиной несколько километров и глубиной до 100 м.

В Зимбабве месторождения хризотила в дунитах, серпентинизированных вдоль разломов, расположены близ городов Шабани, Машаба и Белингве. В ЮАР хризотил также ассоциируется с серпентинизированными дунитами. На руднике Нью-Амиантус в районе Барбертон асбест составляет до 30% добытой руды. В Италии близ Турина разрабатывается месторождение Баланджеро.

ГЕНЕЗИС ПРОЖИЛКОВ ХРИЗОТИЛА. Возможны три пути объяснения генезиса прожилков поперечно-волоконистого хризотилового асбеста: 1) перекристаллизация серпентина в хризотил около закрытых трещин в процессе метасоматического замещения; первичное положение трещин определяется разделяющей плоскостью в центре прожилка; 2) выполнение хризотилом открытых трещин; 3) открывание закрытых трещин силой растущих волокон хризотила. Первая гипотеза объясняет, например, образование хризотиловых месторождений Аризоны. Едва ли мы можем представить себе рост волокон в открытых субгоризонтальных трещинах, поскольку они неизбежно должны закрыться под весом перекрывающих пород.

С другой стороны, в некоторых хризотиловых прожилках отсутствует центральная разделяющая плоскость и их стенки ровные, что не позволяет говорить о метасоматозе вдоль закрытых трещин (например, более 50% прожилков на месторождениях Квебека). Совершенно невероятно также, чтобы трещины, занимающие около 10% объема породы, могли оставаться открытыми, как это предполагает вторая гипотеза. Более того, рост волокон в направлении от стенок трещины внутрь обуславливает возникновение внутренней зоны неоднородности. Согласно Табору и Куку (см. [8]), месторождения Квебека формировались при росте волокон в обоих на-

правлениях с одновременным раздвиганием стенок трещин; вещество поступало с растворами, отделявшимися от окружающего серпентинита. Риордон (см. [8]) полагает, что кремнеземсодержащие растворы около трещин вызывали превращение серпентинита в аморфный коллоидный материал — серпофит, который был также отложен в открытых трещинах. Впоследствии происходила перекристаллизация серпофита в столбчатую форму серпентина — пикролит, который в свою очередь превращался под давлением в хризотил. Эта теория дает наиболее адекватное объяснение генезиса многих залежей асбеста в серпентинитах, поскольку промежуточные разновидности продуктов превращения серпентинита — серпофит и пикролит — часто наблюдаются в центральных частях прожилков (например, на месторождениях Словакии). Вероятно, серпентинит замещается серпофитом или пикролитом метасоматически по трещинам, и эти минералы в дальнейшем перекристаллизовываются в хризотил в направлении от границ к центру прожилка. Чуждые компоненты вытесняются внутрь прожилка растущими волокнами хризотила, и вследствие этого образуется плоскость неоднородности в его центральной части. Если серпофит или пикролит по какой-либо неизвестной причине начинает перекристаллизовываться от центра прожилка, то образуются две плоскости неоднородности на краях вместо одной плоскости в центре. Они могут ускользнуть от внимания, поскольку лишь делают более резкими границы серпентинита и хризотила. Свидетельством перекристаллизации, происходившей в направлении от центра к краям прожилков асбеста, могут быть серпофитовые или пикролитовые оторочки.

По мнению Татарина [179], хризотил кристаллизуется в трещинах из истинных растворов и тесно связан с аутометаморфической серпентинизацией.

На месторождениях хризотила развита следующая зональность: хризотильный прожилок (или серпентинит, пронизанный сравни-

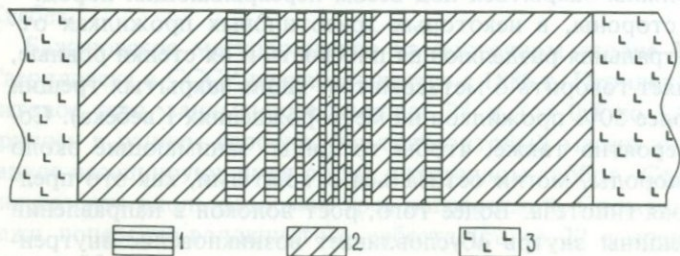


РИС. 31. Хризотильный штокерк (1) в зоне серпентинизации (2) в ультрабазите (3). Масштаб 1:1 [179].

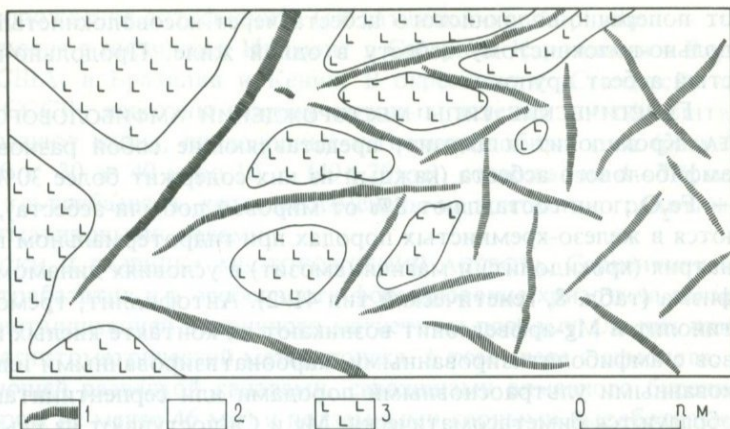


РИС. 32. Сетчатое расположение выделений хризотила (1) в серпентините (2) с блоками реликтового ультрабазита (3). Фронт серпентинизации направлен справа налево [179].

тельно длинными параллельными прожилками или хаотической системой коротких тонких линзовидных прожилков) — массивный серпентинит с реликтами наиболее устойчивых минералов первичных ультрабазитов (петельчатая или сетчатая текстура с пироксеном внутри петель) — серпентинит с реликтами оливина (серпентинизированные оливиновые зерна находятся в самых центральных частях петель) — перидотит, серпентинизированный около трещин, — неизменный перидотит. В хризотиловом штокверке крайние жилки обычно имеют наибольшую мощность (рис. 31).

Система параллельных жил образуется вдоль тектонических разрывов и сколов, а неправильная сетка коротких линзовидных прожилков, вероятно, наследует разрывы, возникшие в результате увеличения объема ультрабазита при его серпентинизации (рис. 32). В штокверковом типе руд на Баженовском месторождении содержится 2—12% асбеста с длиной волокна от 8 до 35 мм, иногда до 160 мм; в сетчатом типе руд содержится 3—8% асбеста с длиной волокна 10—20 мм.

Густая трещиноватость первичного ультрабазита ведет к тому, что образуется сеть тонких параллельных прожилков с длиной волокон 1—3 мм и содержанием асбеста от 2 до 30% (обычно 5—10%).

Жилы продольно-волоконистого хризотила в зонах дробления могут образоваться из поперечно-волоконистых разностей при тектонической активизации. Известны случаи постепенного перехода

от поперечно-волокнистого асбеста через косоволокнистый к продольно-волокнистому асбесту в одной жиле. Продольно-волокнистый асбест хрупок.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АМФИБОЛОВОГО АСБЕСТА. Крокидолит и амозит, представляющие собой разновидности амфиболового асбеста (каждый из них содержит более 30% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; они составляют 5% от мировой добычи асбеста), образуются в железо-кремнистых породах при гидротермальном привносе натрия (крокидолит) и магния (амозит) в условиях динамометаморфизма (табл. 8, генетический тип 41/2). Антофиллит, тремолит, актинолит и Mg-арфведсонит возникают на контакте кислых интрузивов с амфиболитизированными, карбонатизированными или оталькованными ультраосновными породами или серпентинитами. Они образуются биметасоматически, Mg и Ca поступают из ультрабазита, а Fe и Si — из кислого интрузива.

Крокидолит является волокнистой разновидностью рибекита. Его название происходит от греческого слова «кроке» — волокно. Будучи окремненным, он превращается в «тигровый глаз» и используется как полудрагоценный камень. Крокидолит известен также как «голубой асбест», или «кейп-блю», по названию Капской провинции в ЮАР, где его впервые начали добывать. Амозит (его название происходит от начальных букв — Asbestos Mines of South Africa) представляет собой волокнистую разновидность грюнерита.

Основную часть мировой продукции крокидолита и весь амозит получают в ЮАР. Крокидолит находится в форме поперечно-волокнистых прожилков толщиной 10—50 мм, несогласных со слоистостью докембрийских полосчатых железистых кремней и кремнистых железняков (которые правильнее было бы назвать железистыми окремненными аргиллитами); в Капской провинции, ЮАР, они слагают зону размером 500 × (5—50) км. Наиболее крупные месторождения находятся близ города Приска на Оранжевой реке, в районе Куруман и близ Помфрета. Известны еще единичные промышленные залежи крокидолита в горах Хамерсли в Западной Австралии, в Боливии (в песчаниках?) и близ Кривого Рога, СССР (в железистых кварцитах). Разновидность «кейп-блю» используется для изготовления фильтров в химической промышленности и как уплотнитель.

Залежи амозита и крокидолита в тех же породах, что и в Капской провинции, образует другой пояс 130-километровой длины в Трансваале (самое крупное месторождение Пенге близ Лиденбурга). На некоторых месторождениях близ Питерсбурга в северном Трансваале амозит и крокидолит находятся совместно в одной жиле.

Месторождения антофиллита (от латинского *anthophyllum* — зубок) имеются в провинции Пидмонт в Северной Каролине и в Виргинии, США, в Бразилии и Кении. В окрестностях Сысертска на Урале, СССР, известны восемь крупных залежей антофиллита. Они образуют жилы, линзовидные и гнездоподобные тела (размером от $6 \times 30 \times 40$ м до $10 \times (40-70)$ м), содержащие 4—5% асбеста, в ультрабазитах, которые изменены на контакте с гранитными и пегматитовыми телами.

Поиски и разведка месторождений асбеста. Серпентинизация ультрабазитов и в особенности формирование хризотила связаны с кристаллизацией вторичного магнетита; поэтому для них пригоден магнитометрический метод поиска, в том числе с самолета, с последующей разведкой канавами, скважинами алмазного бурения (диаметром не менее 46 мм) и подземными горными выработками. Расстояние между скважинами должно быть не менее 60 м. Асбестовое волокно при опробовании следует извлекать из шлама, который может содержать его в несколько раз больше, чем kern. Содержание хризотила в керне или горной выработке можно определять как отношение суммарной мощности прожилков пригодного для использования асбеста к суммарной мощности серпентинита. Результаты опробования затем проверяются в лаборатории методом обогащения по пробам массой около 1 т. Запасы подсчитываются либо методом полигональных блоков между скважинами, либо по профилям, в которых среднее содержание рассчитывается как средневзвешенное по всем скважинам на линии. Построение карты качества асбеста в изолиниях по результатам бурения для нескольких перекрывающихся горизонтальных срезов значительно помогает решить вопросы о разработке месторождений карьером и о поставке на обогатительную фабрику сырья постоянного качества и среднего состава.

БОГАЩЕНИЕ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА. На самых высококачественных в мире месторождениях извлечение хризотилового волокна длиной 20—30 мм из вмещающих серпентинитовых пород составляет около 1% (максимально 4%). Средняя длина его 2—6 мм, а минимальная длина извлекаемого волокна составляет 0,2 мм. В прошлом хризотил отделяли от серпентинита вручную, а сейчас отделение волокон и отделение их от дробленой породы (с содержанием 0,5—15% асбеста) делают на ситах в струе воздуха, лишь самое длинное волокно отделяют вручную. При механическом отделении асбест может портиться из-за перетирания, поэтому наиболее ценные куски чистого асбеста извлекаются вручную и остаются в нераспушенном виде (сырой асбест, табл. 12).

ТАБЛИЦА 12. Производство асбеста (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Канада	1690	1644	1056	1536	1517	1422	1492	1335
Зимбабве	262	261	262	281	273	249	260	251
КНР	210	150	150	150	200	250	250	250
ЮАР	333	333	355	370	380	257	249	277
Италия	150	148	147	165	149	135	144	158
Бразилия	45	62	74	93	93	123	138	135
США	136	99	89	104	92	93	93	80
Австралия	44	31	48	61	51	63	79	80
Свазиленд	40	32	38	42	38	37	34	33

6.3. БАДДЕЛЕИТ И ЦИРКОН

Первые образцы минерала, который впоследствии получил его имя, изучил Джордж Бадделей. Название циркона, вероятно, происходит от персидских слов «цар» — золото и «гун» — цвет.

Металл цирконий имеет небольшой удельный вес, высокие механическую прочность, огнеупорность и коррозионную стойкость и низкую абсорбционную способность по отношению к нейтронам и используется в оболочках для ядерного топлива в небольших ядерных реакторах, применяемых на подводных лодках, ледоколах и военных судах (табл. 13). Минерал циркон находит свое главное применение в металлургии в качестве формовочного песка из-за своей сравнительно равномерной зернистости, более высокой огнеупорности и более низкого коэффициента расширения, чем у обычно применяемого кварцевого формовочного песка. Из циркона делают также особые огнеупоры, выдерживающие температуру порядка 2500 °С. Это свойство делает циркон пригодным для использования в конструкциях турбин и ракет наряду с боридом циркония (точка плавления 3300 °С). Циркон используется как непрозрачный компонент в эмалях и глазурах, а в металлургии — для получения металлического циркония и сплавов; в производстве конструкционной стали предпочтение отдается сплаву из 12—15% Zr и 39—43% Si (остальное Fe).

Циркон, обычно содержащий примесь гафния, является акцессорным минералом гранитов и гранитных пегматитов, гранодиоритов, пегматитов нефелиновых и авгитовых сиенитов. Бадделейт встречается в породах, бедных кремнекислотой — габбро и карбонатитах. Промышленные месторождения типа россыпей образуют-

ТАБЛИЦА 13. Химические, физические и технологические свойства некоторых промышленных минералов

Минерал	Состав	Физические свойства			Получение	Технологические требования	Использование
		твердость	плотность	точка плавления, °C			
Бадделейт	ZrO_2	6,5	5,7—6,0	2500	Отмывка, столы Вильфлея, электромагнитная сепарация магнетита и ильменита	Огнеупорные изделия, литейные формы, керамические глазури	
Циркон	$ZrSiO_2$	7,5	4,7				
Монацит	$(TR)PO_4 \times$ $\times ThSiO_4$	5—5,5	4,9—5,5				
Ксенотим	YPO_4	4—5	4,4—4,6				
Форстерит	Mg_2SiO_4	7	3,2	1905 (примесь Fe_2SiO_4 снижает до 1700)		Основные огнеупоры, формовочные пески	
Корунд	Al_2O_3 (52,9% Al; 41,1% O)	9	3,9—4,1	2050	Флотация, гравитационное обогащение	Минимально 10% корунда (85% в концентрате); максимально 5% гидроокиси Fe; 10% SiO_2	Абразивы, особенно точильные круги, высокоглиноземистые огнеупоры, устойчивые до 2050 °C
Наждак	Корунд + магнетит, хлорит, шпинель (плеонаст, герцинит)	7—9	2,7—4,3			8% корунда	

ся в результате длительного выветривания перечисленных выше пород в условиях тропического климата на платформах, которые поднимаются постепенно и не подвергаются быстрой эрозии. Высвобожденные минералы переоткладываются тогда в прибрежных песчаных осадках. В случае если источник сноса расположен на значительном удалении от моря, циркон рассеивается в аллювиальных отложениях по всей речной долине. Длительная сортирующая деятельность волн дает начало черным пескам с цирконом и бадделейтом (Минас-Жерайс, Бразилия), часто с монацитом (Эспириту-Санту, Бразилия) или с ильменитом и рутилом (Виктория и Новый Южный Уэльс, Австралия).

Из гидроциркона $ZrSiO_4 \cdot nH_2O$ (метаколлоидный, или гелевый циркон) состоит цемент меловых песчаников Северной Чехии [161].

Самые значительные залежи циркона находятся в прибрежных осадках, протягивающихся на 100 км от города Баллины (Новый Южный Уэльс, Австралия) до острова Страдброк (Квинсленд). Тяжелый минеральный концентрат из этого месторождения содержит 44—70% циркона и 15—30% рутила и ильменита соответственно. На севере острова Страдброк в дюнных береговых песках, которые покрывают площадь 277 км² при мощности до 200 м, содержится 1% циркона. Поднятые песчаные бары близ Джэксонвилла и реки Сент-Джонс (Флорида, США) дают ежегодно 15 тыс. т циркона. В центральной части Флориды имеются залежи циркона в районе хребта Трейл среди плейстоценовых береговых песков. На побережье Черного моря близ Шиле (Турция) слой черных песков мощностью 7—15 см содержит 10% циркона, в котором 88% зерен имеют размеры меньше 0,2 мм. В Серра-де-Калдас (Минас-Жерайс, Бразилия) элювий авгитовых сиенитов и близзалегающие аллювиальные отложения разрабатываются для получения волокнистых масс и галек циркита — смеси бадделейта, циркона и других минералов. Россыпные месторождения циркона известны на берегах Сьерра-Леоне, Сенегала, Египта, ЮАР (Умгабаба близ Дурбана), Индии (Керала — черные пески с составом: 8—10% циркона, 75% ильменита, 6—8% силлиманита, 3—4% рутила, 2—7,5% кварца и 0,5—1% монацита), Шри-Ланки (Пулмоддай, Коккелай), Уругвая (черные пески 6-метровой мощности, содержащие 2,5% тяжелых минералов близ Агуас-Дульчес; запасы составляют 3 млн. т тяжелых минералов с содержанием 5% циркона и 0,6% монацита) и Бразилии (Риу-Гранди-дель-Норте). В СССР огромные запасы циркония сосредоточены в эвдиалите (сложный силикат и цирконат Na, Ca, Fe и лантаноидов) апатитовых месторождений Кольского полуострова.

ТАБЛИЦА 14. Производство циркониевого концентрата
(в тыс. т без США и социалистических стран)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Австралия	375,1	367,8	382,2	420,2	398,2	391,6	447,0	459,0
ЮАР	5,0	12,0	11,6	11,3	16,8	36,0	82,0	80,0
Индия	11,3	11,4	11,4	10,3	10,7	11,2	9,1	10,8
Бразилия	3,1	2,5	2,9	3,1	4,6	4,3	3,6	4,0
Шри-Ланка	0,03	0,02	0,04	0,01	0,01	3,3	1,5	3,0
Малайзия	3,1	2,8	10,3	3,1	1,8	0,9	1,3	0,4
Таиланд	0,4	2,0	0,4	0,06	0,3	0,03	0,1	0,06

6.4. БАРИТ И ВИТЕРИТ

Название «барит» происходит от греческого слова «барис» — тяжелый. Впервые оно использовано Гамильтоном в 1771 г., но некоторые авторы считают, что первым его применил шведский химик Шееле. Витерит назван в честь английского минералога Витеринга.

Барит $BaSO_4$ может содержать изоморфные примеси Sr, Ca и изредка Pb и Ra. Включение примесей — окислов Fe, глинистого или органического вещества — придает бариту различные окраски. Мономинеральный кристаллический агрегат барита обычно имеет белый или серый цвет. Родственный бариту минерал — витерит $BaCO_3$ — отличается от барита хорошей растворимостью в разбавленной HCl. Барит используется в основном в стекольной промышленности, получении эмалей и в буровых растворах для глубокого бурения. Барий применяется в изготовлении зеленых ракет, сигнальных огней и капсулей детонаторов. В производстве белого красящего пигмента после 1950-х годов барит (вместе с ZnS) был в значительной мере вытеснен окисью титана.

Кларк бария 0,05 соответствует его содержанию в изверженных породах, в которых он связан в калиевом полевоом шпате (до 3% BaO), плагиоклазах (до 7,3%), мусковите (до 9,9%) и биотите (до 6—8%). При выветривании этих минералов барий становится остаточным и осадочным компонентом.

Полагают, что жильные месторождения генетически связаны с ювенильными гидротермальными растворами, содержащими $BaCl_2$ или BaS, которые дают $BaSO_4$ при реакции с H_2SO_4 (продукт окисления сульфидов близ поверхности) или растворенными сульфатами. Изверженные породы поблизости от жил также могут быть источником бария (латераль-секреционная гипотеза).

Витерит, который присутствует на баритовых месторождениях, несомненно является вторичным минералом; он образует псевдоморфозы по бариту, нарастает на кристаллах барита или залечивает трещины в них. Витерит образуется при воздействии на барит растворов K_2CO_3 или Na_2CO_3 , и только в редких случаях он преобладает количественно над баритом (Сетлингстоунс, Великобритания; Эль-Порталь, Калифорния, США).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. 1. Жильные и метасоматические месторождения барита образуются обычно при средних и низких температурах (табл. 8, генетический тип 30). Они заполняют трещины в различных породах. Длина их от нескольких сот метров до 1—2 км. Мощность варьирует от первых дециметров до нескольких метров. Метасомы образуются в карбонатных породах. Вместе с баритом обычно встречаются флюорит, пирит, сульфиды Pb, Zn, Cu и другие минералы; книзу барит часто сменяется безрудным кварцем, кальцитом или сидеритом.

Этот генетический тип можно проиллюстрировать примером месторождений Грузии, СССР, недалеко от Кутаиси. Баритовые жилы мощностью 0,3—1 м и длиной до 2 км секут юрские туфы. Они прослежены до глубины 250 м. В жилах присутствуют также кальцит и в меньшем количестве кварц, пирит, халькопирит, галенит. Содержание $BaSO_4$ варьирует в пределах 81,6—98,6 % [179]. На Салаирском кряже, СССР, мощность линзообразных раздувов баритовых жил в кератофирах и порфирах достигает 47 м. До глубины 100 м жилы содержат в среднем 58% барита, 16% кварца, 12% сфалерита и 1,3% галенита [179]. Содержание барита уменьшается с глубиной.

Месторождение Магнет-Ков, Арканзас, США, образовалось путем метасоматического замещения глинистых сланцев (пенсильванский — миссисипский возраст), которые были деформированы в синклиналь близ тела нефелиновых сиенитов мелового возраста (содержание $BaO = 0,3\%$). Мощность баритового тела, включая незамещенные реликты глинистых сланцев, составляет 10—15 м на крыльях и 30 м в ядре синклинали. По величине содержания пирита (4%) и стратиформному залеганию это месторождение приближается к осадочному типу.

В Чехословакии крупнейшие месторождения барита (с сидеритом) представлены жилами Дрождяк, Златник и Запаленица в Рудняни. Жила Дрождяк характеризуется средней мощностью 6 м (максимум 30 м). Имея длину 6 км, она прослеживается в каменноугольных филлитах и диабазх до глубины 900 м. До глубины 200—300 м жильное выполнение представлено баритом и смесью

ТАБЛИЦА 15/1. Химические, физические и технологические свойства барита, флюорита и графита

Минерал	Химический состав	Свойства, определяющие использование минерала		Технология переработки
		а) физические	б) химические	
Барит	$BaSO_4$ BaO 65,7%, SO_3 34,3% Изоморфные примеси: Sr, Pb, Ra	1) Объемная плотность 4,3—4,6 Низкая твердость 2) Белизна 3) Поглощение рентгеновских лучей 4) Прозрачность кристаллов	5) Инертность барита 6) Токсичность соединений бария	Дробление а) дробленый материал (<7 мм) б) порошок (<0,15 мм)
Флюорит (кроме оптического)	CaF_2 Ca 51,1%, F 48,9% Изоморфные примеси: Y + La до Lu (от 0,05 до 10%), Sr 0,01—5%, Pb, Ag, Sn	Точка плавления 1270 °C, летучий F снижает точку плавления эвтектики Fe — CaF_2 , обеспечивает множество центров кристаллизации в керамических массах, люминесцирует в ультрафиолетовом и рентгеновском облучении, а также проявляет термо- и трибolumинесценцию	Высокая химическая активность F	Флотация, плавление
Графит	C (± кварц, слюды, пирит, $C_{орг}$, глинистые минералы, окислы Fe, полевошпат)	1. Точка плавления 3850 ± 50 °C (в потоке O_2 воспламеняется при 600—700 °C) 2. Низкий коэффициент трения 3. Высокая проводимость	Нерастворимость, стойкость к воздействию кислот	Ручная сортировка, отмывка, флотация

ТАБЛИЦА 15/2. Технологические свойства и использование барита, флюорита и графита

Технологические требования

Минерал	минимальное содержание полезных компонентов	максимальное содержание вредных примесей	Использование (основанное на физических и химических свойствах, № см. в колонке «Свойства»)
Барит	BaSO ₄ 80% — класс 4	SiO ₂ 8,0%	1. Утяжеляющий компонент буровых растворов, каучука, бумаги, пластмасс 2. Носитель белой окраски («бланк-фикс») 3. Защита в рентгенологических лабораториях 4. Пьезооптические приборы 5. Глазури, эмали, рентгенографическая диагностика желудочно-кишечных заболеваний 6. Уничтожение насекомых и грызунов
	85% — класс 3	R ₂ O ₃ 12,0%	
	90% — класс 1	2,5 5,0	
	36% — барит для стекольной промышленности	Fe ₂ O ₃ 0,4%, Mn — следы	
Флюорит	30% CaF ₂ в дробленной руде, мощность прожилков 0,15 м		Флюс в металлургии Производство алюминия Химическая и керамическая промышленность Фреон
	CaF ₂ 85% — металлургия	5% SiO ₂ , 0,3—10% S	
	95 (97)% — химия	1,0—1,5% SiO ₂ ;	
	90 (93)% — керамика	1—2% CaCO ₃ Cu, Zn, S 3—5% SiO ₂ , 0,1 (0,5)% Fe	
Графит	Сырье: а) чешуйки — 5% С, массивный — 15% С [147];	Слюда, сульфиды, карбонаты, кварц, полевой шпат;	1. Плавильные тигли 2. Смазка подшипников 3. Щетки в электромоторах, сухие батареи 4. Чертежная тушь, копировальная бумага, карандаши
	б) чешуйки — 15% С, массивный — 35% С [182] Концентрат: чешуйки — 60% С	Cu 0,5%, CO, Ni, Pb, As — следы	

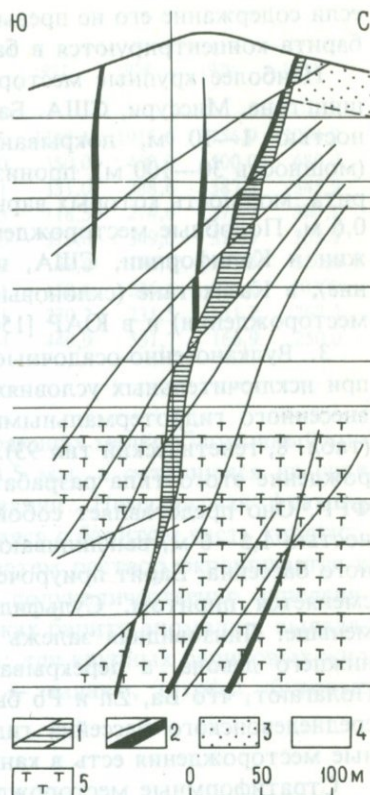


РИС. 33. Схематический разрез жилы Дрожьяк в восточной части месторождения Рудняни (по Бартальскому, см. [167]). 1 — баритовое и «ферробаритовое» выполнения жилы; 2 — сидеритовое выполнение жилы; 3 — пермский конгломерат; 4 — каменноугольные графитовые и песчанистые глинистые сланцы и песчаники; 5 — каменноугольные диабазы, диабазовые туфы и туффыты.

барита с сидеритом (так называемый «ферробарит», рис. 33). Основная часть барита образовалась раньше сидерита. На глубине он в сидеритовых жилах находится в форме овальных тел и линз, которые кверху соединяются и образуют непрерывную среднюю часть жилы, у поверхности барит преобладает. От сидерита барит отделяют электромагнитной сепарацией, а от сульфидов — флотацией, в результате чего можно получать концентрат, содержащий 96% барита вместо 35% в сыром «ферробарите».

2. Остаточные (элювиальные) месторождения барита образуются благодаря его высокой химической стойкости (табл. 8, генетический тип 54). При выветривании барит из тонких жилок, которые по отдельности непригодны для разработки, высвобождается и концентрируется в остаточной залежи. Баритовые куски и обломки можно легко извлечь из этой залежи с помощью промывки, даже

если содержание его не превышает 10—20%. Самые тяжелые куски барита концентрируются в базальной части остаточной залежи.

Наиболее крупные месторождения этого типа находятся в Вашингтоне, Миссури, США. Барит составляет 10—25% элювия мощностью 1—10 м, покрывающего верхнекембрийские доломиты (мощность 30—100 м), пронизанные жилами гидротермального барита, мощность которых варьирует от нескольких миллиметров до 0,6 м. Подобные месторождения известны в Теннесси [29], Джорджии и Калифорнии, США, на Урале (Медведевское месторождение), в Казахстане (склоновые осадки на первичном Джалаирском месторождении) и в ЮАР [150].

3. Вулканогенно-осадочные месторождения барита образуются при исключительных условиях химического осаждения бария, привнесенного гидротермальными растворами сероводородного типа (табл. 8, генетический тип 93). Единственное промышленное месторождение этого типа разрабатывается близ Меггена в Вестфалии, ФРГ. Оно представляет собой линзу, смятую в синклиналь, мощностью 1,5—6 м, выклинивающуюся к границе первичного осадочного бассейна. Барит приурочен к этой границе и к центру бассейна сменяется пиритом. Сульфиды свинца и цинка распространены меньше. Линзовидная залежь подстилается глинистыми сланцами нижнего девона, а перекрывается известняками верхнего девона. Полагают, что Ва, Zn и Pb были привнесены восходящими на дне среднедевонского бассейна гидротермальными растворами. Сходные месторождения есть в каньоне Нортамберленд, Невада, США.

Стратиформные месторождения барита в Сардинии и во Франции детально изучили Гандин [62] и Фухс [59].

4. Экзогенное выполнение баритом карстовых полостей между сброшенными блоками известняка (Велленкальк III) под залежью Pb — Zn-руд в триасовых доломитах (Тжебёнка, район Кракова, Польша) описали Собчиньский и Шуважиньский [171]. Подобный случай баритовых выполнений карстовых полостей известен на месторождении Барега в Сардинии [140].

Возможным фактором мобилизации бария является микробиологическая редукция сульфата в первичном барите [23].

ПОИСКИ И РАЗВЕДКА БАРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. Поиск барита базируется на его физических и химических свойствах — высокой объемной плотности, характерной спайности и низкой растворимости. Мелкие окатанные обломки барита можно обнаружить в тяжелых фракциях шлихов, а также при металлометрическом анализе образцов почв. Пробы из аллювия объемом порядка 10 л отбираются через 0,5—1 км вдоль потока. Они дробятся до размеров ме-

ТАБЛИЦА 16. Производство барита (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	1001,3	1003,1	1167,3	1119,2	1355,1	1915,6	1756,9	2036,0
КНР	165,0	200,0	250,0	300,0	350,0	400,0	500,0	680,0
Индия	116,6	139,5	175,2	235,1	331,0	388,6	387,8	345,9
Таиланд	111,9	200,9	258,4	151,3	118,5	274,6	378,7	305,1
Ирландия	270,3	344,6	295,0	323,0	373,0	349,0	328,3	259,9
Марокко	102,7	87,8	119,7	129,2	149,9	176,8	286,5	320,6
Италия	167,8	180,5	212,4	179,1	152,6	236,6	214,6	203,0
Мексика	255,2	271,7	300,2	270,1	270,7	231,5	151,2	269,3
Перу	332,5	357,8	231,3	359,4	440,9	531,7	166,9	250,0

нее 2 мм. В тяжелых минеральных фракциях мелкообломочный материал удаляется с помощью сита 0,5 мм, а оставшаяся на сите часть подвергается магнитной сепарации. Немагнитная фракция выщелачивается химически, и оставшаяся с баритом часть кипятится в насыщенном растворе Na_2CO_3 , затем раствор окрашивается в желтый цвет добавлением $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ и полуколичественно определяется барит [13]. Используются в поисках барита аномалии, выявляемые электрометрическими методами; для крупных баритовых жил применяется гравиметрия, а затем — каналы, шурфы, буровые скважины (табл. 16).

6.5. БЕРИЛЛ

Термин «берилл» использовался еще в Ветхом завете, он, вероятно, происходит от названия города Белур; позднее появился в греческом языке как «бериллос», а в средние века упоминается Уайклифом в 1382 г. Первоначально он был связан с арабским и персидским термином «баллур» — кристалл или с санскритским «вайдурия». В полированном виде его использовали как оптическую линзу (например, Нерон наблюдал горящий Рим в 64 г.н.э.).

Минерал берилл известен (табл. 8, генетический тип 10) уже шесть тысячелетий, в основном его драгоценные разновидности: изумруд (индийское название семитского происхождения, в Персии — «зуммуруд», в Турции — «зумруд» и в России — «изумруд»), морганит, воробьевит, аквамарин и гелиодор.

Берилл, содержащий щелочи (Na, K, Cs на месте Be), имеет белый, светло-синий, голубовато-зеленоватый или розовый цвет и высокий показатель преломления; содержание BeO не более 12%.

Наоборот, зеленый, желто-зеленый, желтый и светло-коричневый бериллы имеют более низкий показатель преломления и содержат больше 12% BeO.

От зеленого апатита и полевого шпата (амазонита) берилл отличается более высокой твердостью (не царапается стальной иглой), а от зеленого кварца (плотность 2,60—2,68), обладающего близкой к нему твердостью, берилл можно отличить специальным тестом с использованием бромформа и бензина. В бромформе оба минерала всплывают, но после добавки 10 капель бензина они погружаются на разную глубину. Если в пробе имеется берилл (плотность 2,60—2,80), то его обломки погружаются на ту же глубину, что и обломки стандартного образца берилла [15].

Увеличение мировой добычи берилла с 900 т в 1939 г. до 11 300 т в 1956 г. было результатом интенсивного роста его промышленного использования. Он применяется в конструкциях самолетов, ракет, космических кораблей, в твердом ракетном топливе и для получения Be—Cu-, Be—Al-, Be—Ni- и Be—Co-сплавов, которые обладают высокой твердостью, упругостью, огнеупорностью, коррозионной устойчивостью и антиискровыми свойствами. BeO и BeC находят применение в изготовлении свечей зажигания для авиационных двигателей и в высокочастотных изоляторах. Бериллий используется как замедлитель в ядерных реакторах и как источник нейтронов. BeO — огнестойкий материал с точкой плавления 2200 °C.

Пригодные для разработки пегматиты должны содержать не менее 0,3% берилла в виде кристаллов размером около 1 см в диаметре. Обычно берилл извлекают попутно при добыче полевого шпата или слюды.

Главным источником берилла $Be_3Al_2(Si_6O_{18})$, содержащего 10—15% BeO, являются гранитные пегматиты; неpegматитовые месторождения, рассматриваемые как перспективный источник бериллия, включают: туфы с содержанием 0,08—3,8% BeO в виде берtrandита (например, риолитовые туфы Спор-Маунтин, Юта, США; Агуа-Чили, Мексика), скарны с 0,7% BeO в форме гельвина (например, с флюоритом на месторождении Айрон-Маунтин, Нью-Мексико, США), нефелиновые сиениты, щелочные сиениты с берtrandитом (Тор-Лейк, недалеко от Йеллоунайфа, Канада) и остаточные продукты после извлечения Al из бокситов или Li из сподумена (содержание Be в первичном сырье составляет от 0,п до 2%).

Из табл. 17 видно, что наибольшие концентрации Be, содержащегося главным образом в берилле, наблюдаются в центральной зоне гранитных пегматитов типа 1 и 4 и в краевой зоне — типа 2 и 3 (рис. 34). Эти наивысшие концентрации приурочены обычно к

ТАБЛИЦА 17. Бериллий в зональных гранитных пегматитах (по Солодову, 1959, см. [201])

Тип пегматита	Общее содержание Ве, млн ⁻¹	Зона, обогащенная бериллием	Содержание Ве в обогащенной зоне, млн ⁻¹	Главные минералы обогащенной зоны
1. Микроклиновый	18—72	Центральная	108—180	Кварц, микроклин
2. Альбит-микроклиновый	144—180	Краевая и переходная	360—940	Тонкозернистый альбит, кварц, мусковит
3. Альбитовый	360—720	Краевая	1000—1800	Клевеландит (чешуйчатый альбит)
4. Альбит-сподумовый	43—126	Центральная	70—140	Сподумен

альбитовой зоне метасоматического происхождения. В пегматитах с повышенным содержанием Nb, Ta, Ti и лантаноидов бериллий входит в состав породообразующих минералов и не дает собственных минеральных видов.

Кристаллизуется берилл либо до микроклина (эвгедральные кристаллы берилла включены в микроклин), либо после; изредка

З О Н Ы

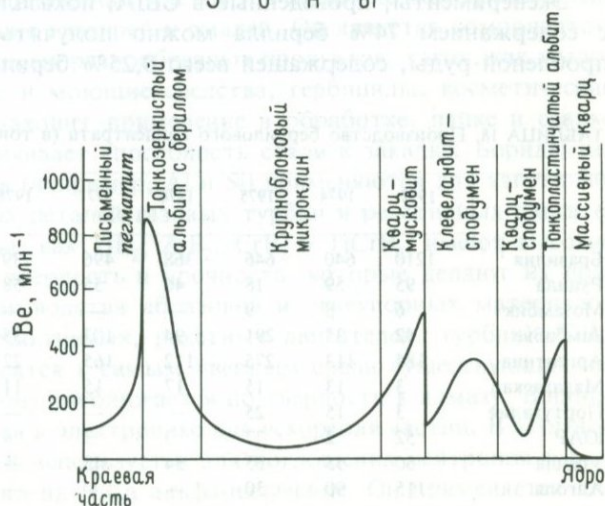


РИС. 34. Распределение бериллия в зонах альбит-микроклиновых пегматитов (по Солодову, см. [201]).

микроклин вместе с кварцем и турмалином наблюдается в центральной части кристаллов берилла, что снижает их качество (например, на месторождении Альту-Бокеирао, Риу-Гранди-дель-Норте, Бразилия [15]). Ориентировка кристаллов берилла наблюдается в общем редко, но иногда они располагаются перпендикулярно кварцевому ядру или контактам пегматитовой жилы. Самый крупный кристалл берилла весом 200 т был извлечен на месторождении Пикуи (штат Параиба, Бразилия). В Бразилии еще имеются месторождения берилла в штате Сеара. Они сформировались, подобно месторождениям Мадагаскара, в зональных пегматитах, обогащенных литием. В Мозамбике найдены месторождения черного берилла. Пегматиты Блэк-Хилс (Южная Дакота, США) характеризуются мощностью около 2 м и содержат 0,5—1,0% берилла с 9,72—12,7% BeO главным образом в промежуточной зоне, обогащенной альбитом и мусковитом (самый крупный кристалл имел массу 61 т).

При поисках минералов бериллия можно использовать физические свойства вмещающих пород (магнетизм гельвинсодержащих скарнов), содержание бериллия в микроклине вмещающих пород на контакте с пегматитом (точность определения 0,005—0,001% BeO), высвобождение нейтронов из бериллия при гамма-облучении (бериллометрия). При металлометрическом картировании содержание бериллия в пробах почв определяется колориметрически в интервале 1—600 млн⁻¹.

Эксперименты, проведенные в США, показали, что концентрат с содержанием 74% берилла можно получить путем флотации дробленной руды, содержащей всего 0,25% берилла.

ТАБЛИЦА 18. Производство бериллового концентрата (в тоннах)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Бразилия ¹	1210	640	646	368	496	739	453	400
Руанда	95	59	18	46	55	58	46	108
Мозамбик	6	8	9	—	—	—	28	20
Зимбабве	42	35	291	94	103	35	28	9
Аргентина	185	113	275	112	165	22	12	15
Мадагаскар	3	13	15	17	15	11	10	10
Португалия	3	15	25	—	—	—	5	19
ЮАР	52	2	77	3	3	4	1	—
Уганда	60	55	55	54	45	—	—	—
Ангола	115	90	30	—	—	—	—	—

¹ Экспорт концентрата.

Мировые запасы бериллия в пегматитах оцениваются в сотни тонн металла, а в месторождениях других типов — в десятки тысяч тонн.

6.6. БОРАТЫ

Бораты содержат элемент бор, название которого идет от слова «боракс» (минерал бура), трансформированного от слова «бурах» персидского происхождения. Название «боракс» попало в романские языки в IX в., а затем распространилось в другие европейские языки. Минерал бура был известен еще древним вавилонянам, которые привозили его, как считают, из Гималаев для изготовления колец, амулетов, браслетов (почти 4 тысячи лет назад) [184]. Египтяне использовали буру при мумифицировании. Борсодержащие глазури были известны в Китае в 300 г., а в Аравии — тремя столетиями позже. Первым, кто доставил буру в Европу в XIII в., предположительно был Марко Поло, а затем ее привозили купцы из Тибета и Кашмира. Уже в 1777 г. была открыта природная борная кислота — сассолин — в горячих источниках Тосканы, которая только 50 лет спустя стала пользоваться большим спросом на мировом рынке.

Бор используется для изготовления устойчивого при нагревании стекла для химии, фармацевтики и отопления, а также для телевизионных трубок, стеклянных листов и в керамической промышленности для получения глазури и эмалей. Он является компонентом большого числа самых разнообразных продуктов, таких, как мыло, дезинфицирующие и моющие средства, гербициды, косметические препараты. Бор находит применение в обработке, пайке и сварке металла, он увеличивает способность стали к закалке. Бориды некоторых металлов (например, Al и Si) применяются для изготовления особо твердых деталей газовых турбин и реактивных двигателей. Такие бориды, как TiB_2 , ZrB_2 , CrB_2 и $TiCrB_2$, имеют высокие точки плавления, твердость и прочность, которые делают их пригодными для производства абразивов и огнеупорных материалов (например, для реактивных, ракетных двигателей, турбин). TiB_2 , W_2B_5 и B_4C относятся к самым твердым среди существующих веществ, BN (боразон) приближается по твердости к алмазу. Бориды р.з.э. используются в электронике для ускорения частиц. В атомной технике изотоп ^{10}B используется для поглощения нейтронов и распадается спонтанно на 7Li и альфа-излучение. Он применяется для предохранительных щитов реакторов и нейтронных индикаторов. Бораны (бороводороды) являются потенциальным ракетным топ-

ливом, поскольку теплота сгорания у них на 54% выше, чем у соответствующих нефтепродуктов. В сельском хозяйстве бор, например, способствует увеличению урожаев свеклы и в небольших количествах необходим для производства многих сельскохозяйственных продуктов. Падение концентрации бора в сухом веществе растений ниже 30 млн^{-1} указывает на его существенный дефицит и может вызвать заболевание сахарной свеклы так называемой гнилью.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРАТОВ. Бораты образуются: 1) путем химического осаждения (табл. 8, генетический тип 99) а) поблизости от выходов борсодержащих источников в бассейнах плейевого типа и б) из морской воды в заключительную фазу солеобразовательного цикла; 2) при контактовом метаморфизме близ контактов а) с доломитами или магнезитами (Mg-бораты типа людвигита, котоита, ашарита — табл. 8, генетический тип 15) или б) с известняками (B-силикаты типа датолита и данбурита — табл. 8, генетический тип 16); 3) при вулканических эксгалляциях борной кислоты (сублиматы — табл. 8, генетический тип 46); 4) потенциальным источником бора является морская вода, из которой бор можно извлекать органическими растворителями, ионной сепарацией, выпариванием рассолов, суперфильтрацией, диализом и сорбцией. Бор можно также получать из гранитов, пегматитов, грейзенов, вторичных кварцитов и гидротермальных жил с турмалином.

1а. Самое крупное в мире месторождение бора относится к типу химически осажденных залежей в бассейнах плейевого типа. Это залежи района Крамер, в Калифорнии, США. В краевой части осадочного бассейна в плиоцене образовался слой глинистого сланца, покрывающий площадь $0,8 \times 3 \text{ км}$. В нем содержится колеманит $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и улесит $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (мощность 60—80 м), а по направлению к центру бассейна появляется слой буры $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и кернита $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ с максимальной мощностью 10 м. Сырая руда перерабатывается путем растворения в воде и последующей фильтрации. Из очищенного раствора кристаллизуется $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

Месторождение озера Серлс в пустыне Мохаве (Калифорния), которое вместе с месторождениями Крамер дают 58% мировой добычи боратов (1,2 млн. т), принадлежит к этому же генетическому типу, но возраст осадков четвертичный. Это озеро высыхающее с площадью 116 км^2 , в центральной части его идет осаждение солей, включающих бораты, на площади около 40 км^2 . Соль обнаружена, кроме того, под поверхностью осадков в двух слоях, разделенных

4-метровым прослоем глин. Верхний слой имеет мощность 27 м, а нижний — 7—12 м. Галит NaCl, ганксит $\text{Na}_{22}\text{K}(\text{SO}_4)_9(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$, трона, бура и глазерит ($3\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$) представляют собой главные минералы. Поры, заполненные рассолом с плотностью 1,3, составляют до 45—50% объема соли. Рассол из каждого слоя перерабатывается раздельно (25 тыс. т в день), из него получают Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , Li_2CO_3 , KCl и Br. Бораты также получают из рассолов, которые содержат 1,63 и 1,96% $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ соответственно.

Крупные месторождения этого типа имеются в Турции. Главными их минералами являются пандермит ($\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ — название происходит от Бандирма в Турции) и колеманит. Бораты находятся в форме конкреций в гипсовом слое 3-метровой мощности (месторождение Султан-Чаир), а также в 30-метровом слое мергеля (месторождения в провинциях Балыкесир, Бурса, Кютахья, например Эмет — см. [79]).

16. Месторождение Штасфурт может служить характерным примером залежей, образованных на заключительной стадии солеобразовательного цикла. Бораты (преимущественно магниевые бораты: гидроборацит $\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, борацит $\text{Mg}_3\text{B}_7\text{O}_{13}\text{Cl}$, калиборит $\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, индерит $\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$, ашарит MgHBO_3) образуют желваки и рассеянную тонкую вкрапленность в слое калийной соли.

В СССР магниевые бораты добываются на месторождениях близ озера Индер, восточнее устья реки Урал. Залежи находятся в пределах гипсового кепрока (мощностью 50—60 м) пермского соляного купола площадью 250 км². Тела боратов достигают длины 300 м, мощности 8—18 м, концентрация B_2O_3 20—30%.

ТАБЛИЦА 19. Добыча борных минералов (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	1111	1075	1063	1130	1332	1409	1442	1401
Турция	526	1039	963	912	1099	1320	940	900
Аргентина	63	78	78	81	83	127	133	138
ГДР ¹	4	3,9	3,4	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
Чили	1,5	1,0	—	3,5	4,2	27,5	3,0	3,3

¹ Полученная бура, $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ -эквивалент

6.7. ЦЕЛЕСТИН И СТРОНЦИАНИТ

Целестин получил свое название от латинского *celestis* — небесный из-за голубой окраски, стронцианит — по месту находки близ местечка Строншиан в западной Шотландии.

Целестин SrSO_4 встречается в природе чаще, чем стронцианит SrCO_3 . Оба минерала обладают удельным весом 3,8—3,9, твердостью 3,5—3,7 и белой или светлых тонов окраской. Минимальное содержание этих минералов в дробленой руде должно составлять 30%, а в концентрате 93—95%.

Целестин обладает способностью осаждать или сорбировать примеси Mn, Fe и Si из каустической соды; это свойство используется для получения высокочистых продуктов. Молотый целестин используется для получения специальных стекол, стекловолокна и стронцийсодержащих соединений для пиротехники (красные фейерверки, сигнальные ракеты). При переработке сахарной свеклы $\text{Sr}(\text{OH})_2$ применяется для извлечения сахара из мелассы. SrCO_3 идет на получение специальных эмалей и глазурей.

Ионный радиус стронция (0,127 нм) близок к ионным радиусам Ca^{2+} (0,104 нм), Ba^{2+} (0,143 нм), Pb^{2+} (0,120 нм) и K^+ (0,133 нм). При кристаллизации магмы стронций входит в решетку минералов вместо этих элементов. Ультрабазиты содержат лишь 10 млн^{-1} Sr, промежуточные разности горных пород — 800 млн^{-1} , щелочные породы — 1200 млн^{-1} (в апатите, лопарите и других минералах), а карбонатиты 1—2% Sr. В пегматитах, особенно производных от щелочных магм, и в гидротермальных месторождениях стронций образует целестин и стронцианит или замещает Ba и Ca в барите, витерите, арагоните и т.д. При выветривании горных пород и жильных выполнений стронций переходит в раствор в виде бикарбоната, хлорида или сульфата. Морская вода содержит 8 мг/л стронция. Концентрация стронция происходит при галогенезе; он выделяется в виде целестина (после осаждения карбонатов и перед седиментацией ангидрита и гипса) или входит в решетку ангидрита и арагонита. При диагенезе стронций мигрирует и переотлагается в конкрециях или на стенках трещин. Инфильтрационные залежи целестина образуются тем же способом в эпигенетическую стадию. Воды нефтяных месторождений обогащены стронцием, который выщелачивается из гипса.

Различаются: 1) гидротермальные, 2) инфильтрационные и 3) осадочные залежи стронциевых минералов.

1. В гидротермальных месторождениях обычен целестин, который сопровождается флюоритом, баритом, кальцитом, Pb- и Zn-сульфидами и стронцианитом. Стронций часто извлекают в качест-

ве попутного компонента при эксплуатации ассоциирующихся минералов. К такому типу относятся месторождение Сьерра-Мохад в Мексике, месторождения в районе Сейлема, Кентукки, США. На острове Фидалго, Вашингтон, США, жила, сложенная стронцианитом (50%), целестином (37%) и кальцитом (13%), мощностью 1 м залегает в серпентинизированном дуните.

2. Инфильтрационные залежи целестина представлены жеодами в известняках, жилами (со стронцианитом) в глинах и карбонатных породах, а также метасоматическими телами в карбонатных и сульфатных породах. Стронций извлекался из вмещающих пород, и поэтому залежи можно рассматривать также как латераль-секрционные. Некоторые месторождения ассоциируются с самородной серой и содержат до 10% Sr (Туркменистан и Таджикистан, СССР; Сицилия).

Месторождение стронцианита в известняках известно в районе Мюнстера, ФРГ. Здесь жилы достигают 2-метровой мощности, а по длине иногда превышают 100 м, они прослежены до глубины 60 м и содержат кальцит, пирит, целестин и барит.

3. Осадочные месторождения формируются в озерах и лагунах. Целестин вместе с гипсом и карбонатами образует конкреции, пласты и вкрапленность.

Близ станции Аргес (округ Бернардино, Калифорния, США) целестиновые пропластки и конкреции (до 0,6 м в диаметре, местами с халцедоном) содержат 92,6% $SrSO_4$. Они залегают в 100-метровой толще глинистых и туфогенных озерных осадков. Залежи этого типа известны также в горах Ававац (целестин с гипсом, 86% $SrSO_4$) и Барстоу в округе Бернардино, Калифорния (стронцианит, 82% $SrCO_3$), и в горах Фиш-Крик, Сан-Диего, Калифорния (целестин с

ТАБЛИЦА 20. Производство минералов стронция (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Мексика	18,2	29,5	14,7	22,2	45,6	34,2	39,5	45,0
Испания	8,0	8,5	8,0	7,5	11,0	14,0	18,0	18,2
Иран	0,3	0,3	0,3	5,5	10,0	15,0	8,0	5,0
Великобритания	4,3	2,4	1,9	5,4	5,1	4,3	6,0	5,0
Алжир	1,8	1,8	—	6,5	5,1	5,8	5,4	5,4
Италия	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7	0,4	0,7	1,1
Пакистан	0,003	0,4	1,0	0,6	0,4	0,2	0,6	0,6
Аргентина	0,7	0,3	1,0	2,1	0,8	1,2	0,1	0,2
Канада	59,0	55,0	25,0	12,0	—	—	—	—

гипсом). В горах Валче (Аризона, США) целестин вместе с песчаником, гипсом и баритом образует 1—3-метровые слои. В Англии целестин с гипсом добывается в Глостершире с 1874 г.

6.8. КОРУНД И НАЖДАК

Название «корунд» происходит от тамильского слова «курундам», которое в свою очередь модифицировано от санскритского «курувинда» — рубин. Наждак — сырье для полировальных порошков.

Промышленное значение корунда связано с его высокой твердостью, уступающей лишь алмазу (табл. 13). Искусственно корунд получают при нагревании боксита до 2040 °С, и это оказалось настолько выгодно, что с 1940 г. добыча природного корунда сокращается.

Корунд находится в виде рассеянных зерен и вкрапленности в: 1) нефелиновых сиенитах (табл. 8, генетический тип 4); 2) десилицифицированных пегматитах (табл. 8, генетический тип 13); 3) метаморфических породах, особенно в а) вторичных кварцитах (вместе с андалузитом, кианитом, диаспором, мусковитом и алунитом — табл. 8, генетический тип 34) и б) слюдяных кристаллических сланцах (с кианитом — табл. 8, генетический тип 52/2) или в) силлиманитсодержащих гнейсах (табл. 8, генетический тип 53), и 4) россыпях (табл. 8, генетический тип 73). Наждак образуется 5) при перекристаллизации бокситовых минералов в ксенолитах, захваченных при интрузиях (табл. 8, генетический тип 49/1), или 6) при контактовом метаморфизме на контактах интрузивов с пластами бокситов средиземноморского типа в известняках, или региональном метаморфизме бокситов (табл. 8, генетический тип 49/2). По минеральному составу наждаки разделяются на хлорит-корундовые, магнетит-корундовые, шпинель-магнетит-корундовые и диаспор-корундовые разновидности.

1. Корунд первого типа образуется в нефелин-сиенитовой магме, обедненной кремнеземом. При дифференциации он концентрируется в шлирах, особенно в краевых частях массивов. Длина корундовых столбов на месторождении Астингс (Онтарио, Канада) достигает 50 см. После магнитной сепарации продукт содержит 95—96,5% Al_2O_3 .

2. Залежи в десилицифицированных пегматитах и близлежащих плагиоклазитах иногда содержат около 70% корунда в виде кристаллов длиной до 40 см (рис. 35). Они известны на Урале (Борзовское месторождение — корундовые выделения мощностью 0,1—0,5 м в плагиоклазите среди серпентинитов), в Онтарио, Канада, и

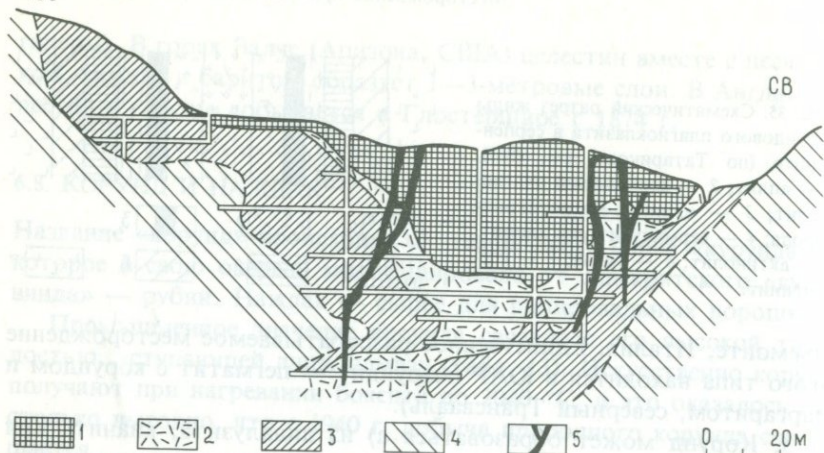


РИС. 36. Продольный разрез главного андалузит-корундового тела месторождения Семиз-Бугу в Казахстане (по Асташенко, см. [179]). 1 — породы с содержанием корунда 70—90%; 2 — пирит-корундовые породы со слюдой или андалузитом; 3 — вторичные кварциты с андалузитом; 4 — вторичные кварциты с серицитом; 5 — жилы габбро-порфирита.

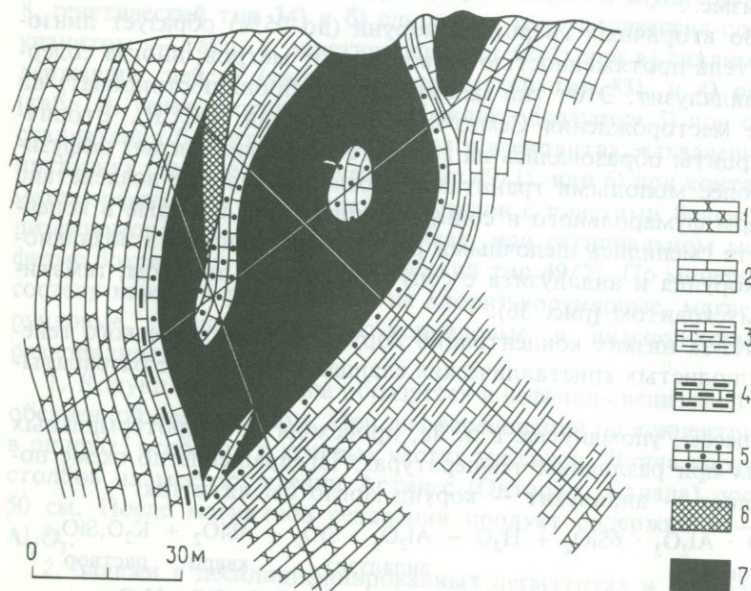


РИС. 37. Поперечный разрез регионально-метаморфического Кызылташского месторождения наждака (по Озерову, см. [179]). 1 — серый мрамор; 2 — белый мрамор; 3—5 — мраморы с примесью: 3 — рассеянного серицита, 4 — сульфидов, 5 — корунда и хлоритоида; 6 — кварц-серицитовая порода с турмалином и пиритом; 7 — наждак.

(ЮАР, Мадагаскар, Индия). Сапфир и рубин добывают в Могоке на севере Бирмы. Корунд присутствует в большинстве залежей черных песков, но нигде не извлекается отдельно.

5. Месторождение корунда Синангой в Хакассии, СССР, образовалось в результате перекристаллизации бокситовых минералов в ксенолитах, захваченных интрузией.

6. В результате регионального метаморфизма нижнепалеозойских бокситов средиземноморского типа образовалось месторождение Кызылташ близ озера Иртяш на восточном склоне Урала (рис. 37), а также месторождения Иртяш и Теченское. Главные минералы: корунд (до 70%), хлоритоид, маргарит, пирит, а магнетит, пирротин, халькопирит, рутил и диаспор относятся к вторичным минералам. На острове Наксос, Греция, наждак образует в мраморах линзы мощностью от 5 до 50 м и длиной 100 м. Мелкие месторождения обнаружены на островах Нивария и Самос. В Турции наждак разрабатывается в провинции Айдын и экспортируется из Сирны; линзы наждака мощностью до 100 м залегают в мраморах.

Месторождение Пикскилл, Нью-Йорк, США, образовалось при метаморфизме слюдястых сланцев на контакте с базитовой интрузией, которая окружена зоной пород с силлиманитом, сапфиром и магнетитом. Следующая зона состоит из кордиерита, силлиманита и магнетита, а на границе со слюдястым сланцем располагается зона из силлиманита, кианита, граната и ставролита. Суммарная мощность всех трех зон составляет 100 м [66].

Поиск корунда начинают с определения распространения пород, с которыми он может быть связан (см. выше). Для того чтобы определить локализацию корундовых первичных и россыпных залежей, необходимо оценить его содержание в тяжелых минеральных фракциях.

Добыча корунда ведется в СССР, Индии, ЮАР (10 т) и других странах.

6.9. АЛМАЗ

Первоначально термин «адамант» (позднее diamond) произошел от греческого «адамас» — непреодолимый (древнееврейское «адам» — человек) и применялся для очень твердых металлов или минералов (например, для наждака с острова Наксос у Теофраста). С XVII в. название «алмаз» (diamond) используется в сегодняшнем понимании.

Самым важным свойством алмаза является его твердость, ко-

торая намного превышает твердость любых других известных природных материалов. Сильный блеск и игра цвета у алмаза, которые можно значительно усилить его огранкой и полировкой, объясняются высокими показателем преломления (2,42) и дисперсией (для красного цвета показатель — 2,407, для фиолетового — 2,465). Помимо углерода алмаз часто содержит Al, Si, Ca, Mg, Fe и другие примеси. Содержание несгораемого остатка в алмазе колеблется от 0,01 до 5%. Алмаз бесцветен или может быть окрашен в зеленый, голубой (с примесью B), желтый (с примесью $10 \text{ млн}^{-1} \text{ N}$), красный, коричневый или черный цвет. Наиболее характерными включениями в кристаллах алмаза (в порядке уменьшения частоты встречаемости) являются: Mg-оливин, Сг-пироп, хромит, энстатит и диопсид; в якутских алмазах наиболее часто встречаются включения графита вдоль трещин в кристаллах. Изредка обнаруживаемый во включениях коэзит указывает на низкую температуру и на предельные значения давления при образовании алмаза. Точка пересечения одновариантной кривой «кварц — коэзит» с геотермальной кривой для докембрийских кристаллических щитов соответствует температуре $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ и давлению 3000 МПа .

Решетка алмаза довольно открытая, о чем можно судить по присутствию в нем 30 рассеянных элементов, несмотря на то что углерод в алмазе нелегко замещается другими элементами. При низких температурах и давлениях у поверхности алмаз может преобразовываться в графит [130].

Вода и CO_2 в газовой-жидких включениях находятся под высоким давлением. Включения алмаза были обнаружены в гранате, диопсиде, оливине и алмазе (Якутия). Алмаз не растворяется ни в кислотах, ни в щелочах. Он не проводит электричество, а тот факт, что жир прочно налипает на алмаз, используется для его извлечения из концентратов.

ПРИМЕНЕНИЕ АЛМАЗОВ. Пригодные для ювелирных изделий драгоценные алмазы прозрачны или светло окрашены. Наиболее крупные ювелирные алмазы найдены в Южной Африке: «Куллинан» ($16 \times 6,5 \times 5 \text{ см}$, 3106 карат, найден в первичной залежи на руднике «Премьер» в 1905 г.); «Джонкер» (726 карат, 1934 г.), «Тиффени» (желтый, после огранки 128,5 карата), «Звезда Южной Африки» (82,5 карата, 1859 г., близ Хоптауна) и «Хоуп» (синий, 44,5 карата). Алмазы «Великий Могол» (787,5 карата) и «Кох-и-Нор» («Гора света», 793 карата, подаренный королеве Виктории в 1862 г.) были найдены в Индии. В Бразилии найден алмаз «Президент Варгас» (726,8 карата, 1938 г.).

В течение 2000 лет алмаз был одним из самых драгоценных

камней. Впервые в мире стали известными алмазы из Индии и Шри-Ланки (800 г. до н.э. — до 1725 г. н.э.), затем из Бразилии (1725 — 1892 гг.), а после этого из ЮАР и Заира. К 1958 г. мировая продукция алмазов достигла 570 млн. карат, из которых 195 млн. карат ювелирного качества. Ограненные алмазы в Индии, Европе и США оцениваются в 15 тыс. млн. долл. (в 1959 г.); стоимость других драгоценных алмазов оценивается в 3 тыс. млн. долл., а промышленных алмазов — 1 тыс. млн. долл. Сейчас стоимость драгоценных алмазов, получаемых в год, превышает 200 млн. долл., что составляет более 95% стоимости ежегодной продукции всех драгоценных камней.

От 60 до 73% мировой добычи преимущественно технических алмазов обеспечивается Заиром (рис. 38). 1—2% дают Бразилия, Гвиана и Венесуэла. Основную часть драгоценных алмазов добывают в Намибии, Анголе, Танзании, Бразилии и ЮАР, а самые крупные камни — на острове Калимантан, в Бразилии, Индии и ЮАР. До 1870 г. алмазы во всем мире добывались из россыпей, которые все еще остаются главным их источником. В течение 1878—1921 гг. из первичных кимберлитов ЮАР извлечено более половины мировой продукции алмазов; в то время добыча алмазов контролировалась компанией «Де-Бирс Консолидейтед Майнс лимитед». С 1888 г. эта компания доминирует на мировом рынке через «Даймонд Трейдинг компани» (драгоценные алмазы) и «Индастриал Дистрибуторс лимитед» (технические алмазы). Она заключает долговременные контракты с компанией «Форминьер» (Заир) и трестом «Консолидейтед Африкен Селекшн» (Западная Африка) на покупку всех извлекаемых алмазов. Большая часть мировой продукции драгоценных алмазов отправляется в Лондон для разборки, сортировки и продажи.

Более 80% алмазов непригодны для использования в ювелирных изделиях и попадают в различные отрасли промышленности. Среди технических алмазов различают: борт (неправильные кристаллы и их сростания из африканских месторождений; 99% всего производства технических алмазов), баллас (сферические кристаллы с относительно слабым ядром), карбонадо (тонкозернистые агрегаты черной окраски из бразильских месторождений) и конго (алмазная крошка, применимая только в качестве абразива). С природными техническими алмазами конкурируют синтетические алмазы, которые в существенном количестве стали получать с 1954 г. (условия получения: 4900 МПа, температура 800—1200 °С, присутствие Ni, Fe, Co, Cr, Mn и Ge как катализаторов). Другим материалом, который мог бы заменить, по крайней мере частично, как природные

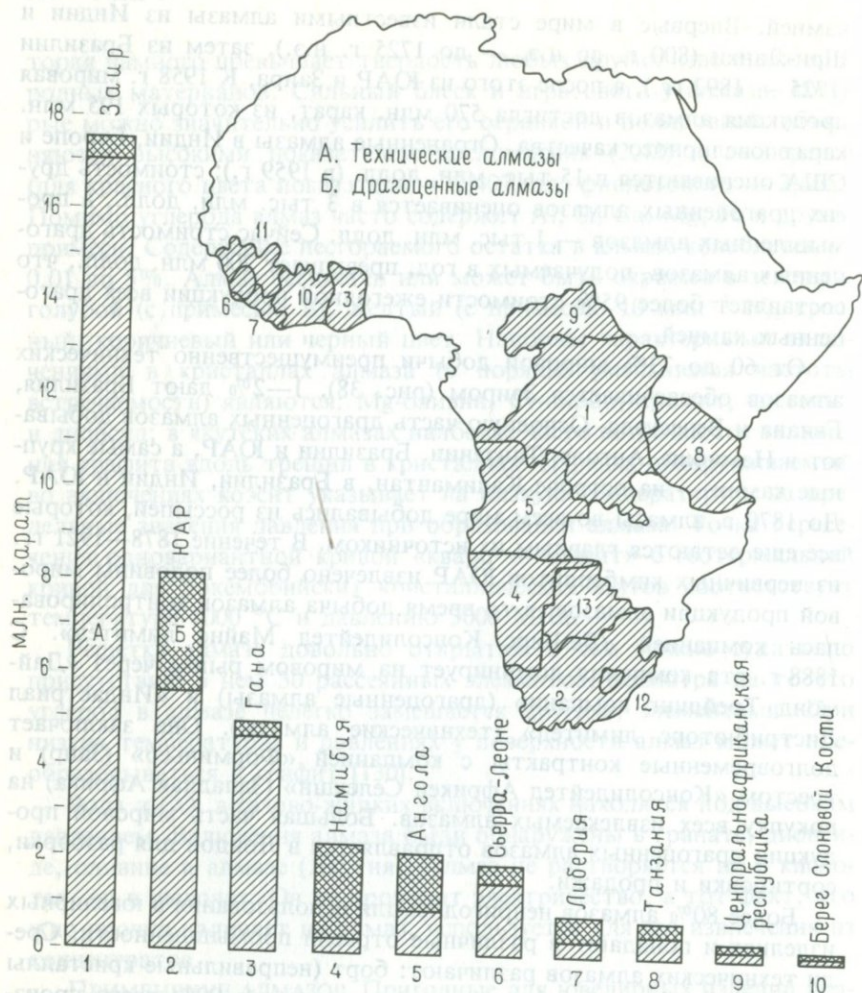


РИС. 38. Приблизительные масштабы добычи алмазов в Африке в 1970 г. (Industrial Minerals, 1971, № 45). Страны Гвинея (11), Лесото (12) и Ботсвана (13) дали менее 1 млн. карат каждая.

технические, так и синтетические алмазы, является синтетический минерал боразон, кубический BN, полученный впервые в 1957 г. Он близок к алмазу по структуре кристаллической решетки и твердости, но более устойчив к окислению (1900 °С по сравнению с 870 °С для алмаза). Он синтезируется при давлении выше 6860 МПа и температуре выше 1650 °С. По сравнению с алмазом боразон допускает более высокие скорости резания и сверления.

Современные скоростные и высокоточные методы обработки материалов резанием в большой степени зависят от использования технических алмазов на режущей кромке инструмента. Они используются при резке других драгоценных камней (а также самих алмазов, учитывая их спайность вдоль плоскостей октаэдра, максимальную твердость на гранях октаэдра и минимальную на гранях куба), металлов, стекла, а также при формовке твердосплавных деталей автомобилей, самолетов и в других областях техники. Совместно с металлом, керамикой или пластмассой алмазный порошок (около 75% борта) применяется в шлифовальных и разрезных кругах при обработке других абразивов, особенно карбидов (SiC , WC). С 1870-х годов в бурении используются металлические буровые коронки с вправленными в них по меньшей мере 2000 зернами борта. С 1900 г. сквозь тончайшие отверстия в алмазе, диаметром до 0,007 мм, стали протягивать металлические нити, например нити для ламп накаливания. Такие мелкие отверстия сверлят стальными иглами, смоченными оливковым маслом с алмазной пылью.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗА. Алмазы добывают из 1) кимберлитов (табл. 8, генетический тип 1) и 2) россыпей (табл. 8, генетический тип 72). Африканские месторождения дают 95—98% мировой добычи алмазов.

1. Алмазные месторождения в кимберлитах относятся к раннемагматическим и большей частью залегают в трубках базальтоидных кимберлитов. Содержащие алмазы флогопитоносные кимберлиты, которые чаще образуют жилы, известны только близ Свартрюнгенса и в Уэст-Баркли (к северо-востоку от Кимберли, ЮАР). В верхних частях трубок кимберлит выветривается вплоть до образования охристых масс — так называемой «желтой земли» мощностью 20—30 м (в Якутии, СССР, краевая зона трубки близ поверхности шириной 10—50 м). Ниже залегает «голубая земля» (мощность несколько десятков метров, в Якутии — несколько метров); это менее выветрелый кимберлит с блоками неизмененных пород, переходящих далее книзу в «хард-банк», т.е. невыветрелый кимберлит. Размеры кимберлитовых трубок варьируют от нескольких десятков метров до 880 м (рудники «Премьер» — 880 × 430 м и «Кимберли» — 300 × 150 м, разработанные до глубины свыше 1000 м; «Де-Бирс» — 330 × 210 м, с глубиной разработки 700 м, «Дютойтспан» — 760 × 260 м, «Балтфонтейн» — 350 × 340 м, глубина 465 м). В трубках меньших размеров алмазов меньше, на глубине они переходят в жилы. Известны трубки, образовавшиеся на пересечении двух жил.

Концентрация алмазов колеблется от нуля до долей миллиграмм-

ма и до нескольких карат на тонну кимберлита. Около поверхности содержание алмазов обычно более высокое (в ЮАР около 1 карата на тонну), чем на глубине (0,4 — 0,2 карата и меньше). В ЮАР разрабатывают кимберлиты с минимальным содержанием 0,20 — 0,25 карата на тонну.

Обычно алмазы встречаются в форме октаэдра. О том, что алмаз образовался не на месте своего залегания, свидетельствует нахождение двух обломков одного и того же октаэдрического кристалла алмаза на двух горизонтах одного рудника. Этот кристалл алмаза при транспортировке его кимберлитовой магмой с глубины был разрушен, и его части были разобщены во время движения магмы вверх.

Главная добыча алмазов из первичных месторождений ведется в ЮАР (из 250 известных трубок кимберлита в 10 обнаружены промышленные концентрации алмазов). Разработки начались в 1867 г., после того как 15-летний Е. С. Якобс нашел алмаз массой 21,75 карата на реке Оранжевой близ Хоптауна. В течение последовавшего затем алмазного бума в бассейне этой реки уже к 1880 г. были открыты выходы алмазоносных кимберлитовых трубок («Дютойтс-пан», «Балтфонтейн», «Де-Бирс» и «Кимберли»). Доход от добычи алмазов способствовал открытию в Южной Африке золотых рудников в 1886 г. До 1938 г. в ЮАР из первичных месторождений было добыто более 30 т алмазов. На руднике «Премьер» из 100 млн. т пород было добыто 5,5 т алмазов (0,2 карата на тонну).

Первичные месторождения алмазов разрабатываются также в Танзании (40 трубок), Заире и Зимбабве. Кимберлитовые трубки известны также в Намибии, Западной Африке (Сьерра-Леоне), Индии, в Южной и Северной Америке (открыты в 1906 г. в округе Пайк, Арканзас; в 1966 г. было получено 10 000 карат, самый крупный алмаз весит 40 карат).

В Якутии, СССР, месторождения алмазов были найдены в 1954 г. По своей природе они близки к месторождениям Южной Африки. К началу 1956 г. было найдено свыше 20 кимберлитовых трубок (в 1959 г. 37 трубок) в пяти районах: Малоботубинском, Далдыно-Алакитском, Верхнемунском, Оленёкском и Алданском (рис. 39, [22]). Из них самая крупная трубка (диаметром 600 м) получила название «Зарница», а самая мелкая — «Крошка». Самая длинная кимберлитовая трубка — «Удачная» имеет длину 1000 м (рис. 40). Она состоит из двух трубок, одна из которых (восточная) более поздняя. Из всех трубок Далдыно-Алакитского района эта дает больше всего алмазов (до 2,5 мм в диаметре). Из трещин в кимберлите под большим давлением выделяются CH_4 и CO_2 .

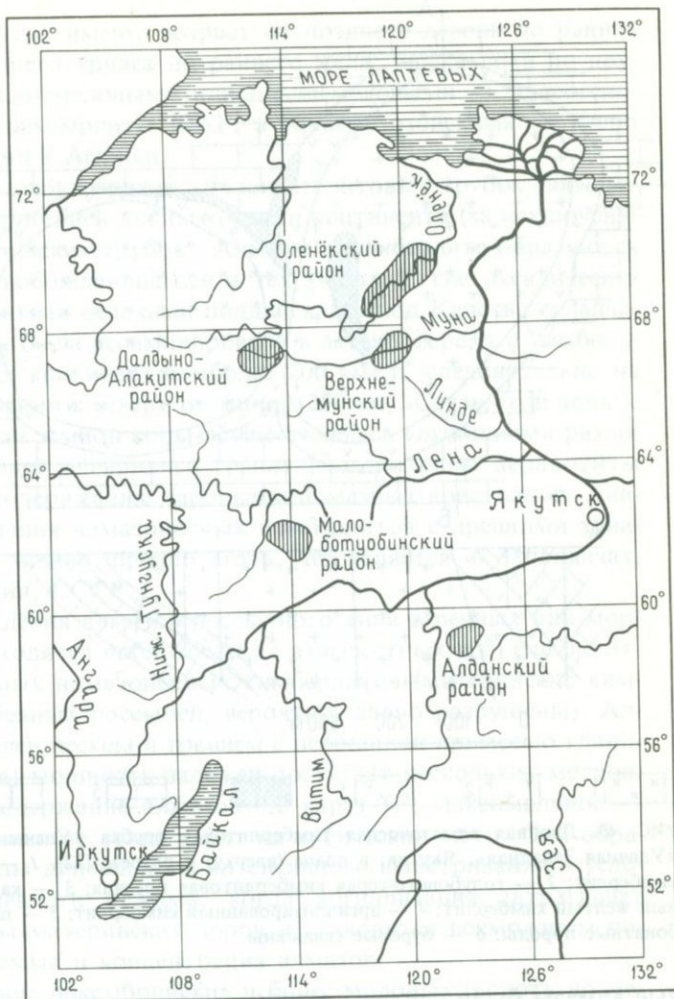


РИС. 39. Обзорная карта распространения алмазов в Якутии [22].

Серпентинизация якутских кимберлитов вызвала увеличение объема пород и это в свою очередь привело к движению вверх вещества, выполняющего трубки, и горизонтальному расширению его близ поверхности. В Якутии разрабатываются как первичные, так и вторичные залежи алмазов. Средняя масса одного зерна составляет 0,7 карата (в ЮАР — 0,08, в Гане — 0,04 карата). Алмазы бесцветные, коричневато-желтоватые, реже зеленые и розовые. Их содержание колеблется от 0,05 до 4 карат на тонну. Самые круп-

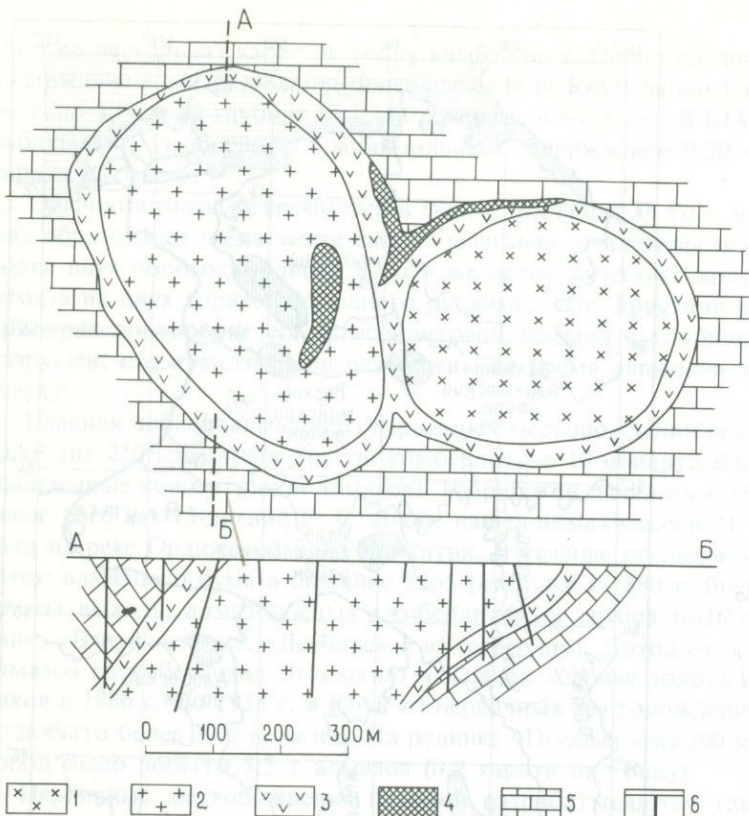


РИС. 40. Двойная алмазоносная кимберлитовая трубка «Удачная Восточная» и «Удачная Западная», Якутия, в плане (вверху) и разрезе [22]. 1 — базальтоидный кимберлит; 2 — голубовато-серая кимберлитовая брекчия; 3 — карбонатизированный желтый кимберлит; 4 — аргиллизированный кимберлит; 5 — палеозойские карбонатные породы; 6 — буровые скважины.

ные алмазы были найдены в 1966 г. (86 карат) и в 1967 г. (106 карат). 37% извлекаемых алмазов пригодно для ювелирных изделий (в среднем по месторождениям мира 22%). Новое месторождение близ Аргила, Западная Австралия, приурочено к кимберлитам (100 млн. т), в которых содержание алмазов составляет 6 карат на тонну.

Возраст кимберлитовых пород колеблется в широком интервале; докембрийские кимберлиты были источником погребенных алмазоносных россыпей в ЮАР (только «Премьер» и «Свартрюген»; протерозойские конгломераты Витватерсранда) и в Гане. Австралийские кимберлиты связаны с герцинской активизацией;

кимберлиты Якутии имеют возраст от позднего девона до ранней перми и от позднего триаса до раннего мела; юрскими (а по другим авторам, раннемеловыми или позднемеловыми — палеогеновыми) считают кимберлиты ЮАР, а раннемезозойскими — Калимантана и Западной Африки.

Образование южноафриканских кимберлитовых трубок увязывается с капской орогенцией южных окраин континента (за исключением двух докембрийских трубок). Алмазы в кимберлите образуются за счет CO_2 , освобождающегося в тех участках, где океаническая кора с карбонатными осадками поддвигалась под Капские складчатые сооружения, была ассимилирована в астеносфере, т.е. на большой глубине под континентом (более 200 км) и, следовательно на большом расстоянии к северу от капид (250 км). Связь этой зоны с верхними частями земной коры осуществлялась глубинными разломами, по которым внедрили гранат-флогопитовые перидотиты (кимберлиты), содержавшие зародыши алмазных кристаллов. Аналогичная ассоциация алмазоносных кимберлитов с древними зонами субдукции, можно предполагать, проявляется в Аппалачах, США, и в Якутии, СССР.

2. Месторождения алмазов россыпного типа в речных или морских осадках находятся поблизости от а) известных и б) еще не открытых первичных алмазоносных кимберлитов (материнские кимберлиты погребенных россыпей, вероятно, давно разрушены). Аллювий представлен песком и гравием с небольшой примесью глинистого материала; мощность залежей достигает нескольких метров. Минимальное содержание алмазов 0,2 карат/ м^3 , максимальное — порядка нескольких десятков карат на кубический метр. Они образуются в периоды длительного интенсивного выветривания в условиях платформенного режима, когда аргиллизация затрагивает большие объемы материнских пород и становится возможным последующий переувлажнение и концентрация алмазов.

Происхождение докембрийских и более молодых (вплоть до мезозойских) погребенных россыпей не зависит от современного рельефа. Они представлены грубозернистыми песчаниками, конгломератами и обычно не разрабатываются из-за малого содержания алмазов. Лишь в Индии алмазоносные конгломераты и брекчии, содержащие несколько карат на кубический метр, эксплуатируются. Разработка протерозойских конгломератов системы Витватерсранд в ЮАР возможна лишь потому, что здесь добывается золото, которое и является главным объектом добычи. Алмазы, высвобожденные при выветривании ископаемых россыпей, могут дать богатые россыпи в более молодой речной сети.

Алмазоносные россыпи в современных речных системах подразделяются на речные, аллювиальные и террасные. Алмазы концентрируются в нижнем песчанистом слое и в углублениях и рывтинах коренных пород (плотика). В отложениях террас содержание увеличивается от верхнего к нижнему уровню, а в речных и аллювиальных залежах алмазов тем больше, чем они ближе расположены к первичному месторождению.

В ЮАР алмазоносные россыпи известны в бассейне рек Оранжевой и Вааль, источником которых являются первичные месторождения района Кимберли. Алмазы добываются на Атлантическом побережье между Ламбертс-Бей (ЮАР) и Александер-Бей (Намбия), в более северных районах они также могут быть связаны с кимберлитами района Кимберли. Средняя масса алмазов 0,86 карата, и из них 95% пригодны для ювелирного дела. Разработка алмазов ведется до глубины 20 м в прибрежных осадочных породах.

С 1931 г. Заир занимает первое место по добыче технических алмазов; их получают путем промывки вдоль реки Касаи около города Чикапа (с 1909 г.) и на реке Бушимае близ Бакванги. Источником россыпей служат верхнетриасовые песчаники и конгломераты формации Кару мощностью 500—700 м. Содержание алмазов в современных речных отложениях реки Касаи колеблется от 1 до 5 карат на кубический метр; масса 70% алмазов меньше 0,1 карата, и около 50% их относится к ювелирным. Россыпи реки Бушимае имеют меньшие размеры, но большее промышленное значение по сравнению с залежами реки Касаи; они покрывают почти всю потребность США в борте. Разрабатываются они близ города Бакванга с 1921 г. (к 1951 г. добыто около 30 т алмазов, из них 95% технических). На дне речной долины, заложенной в триасе (формация Кару), имеются карстовые полости в протерозойских известняках, которые заполнены чрезвычайно богатым алмазоносным гравием (8—9 карат/м³) с обломками подстилающих протерозойских известняков, кремней, блоками «желтой земли» с ильменитом, гранатом и редкими валунами эклогита. Состав обломков гравия указывает на присутствие поблизости первичных кимберлитов (к северо-востоку от месторождений, вероятно, между Касаи и Баквангой), которые могут быть источником россыпных алмазов в обоих рудных районах.

В Гане алмазы открыты в 1919 г. в гравийных отложениях реки Бирим. Первичный источник алмазов не известен. Алмазные площади Гвинеи расположены в восточной части страны. В Анголе россыпные месторождения являются продолжением серии россыпей реки Касаи в Заире. Драгоценные алмазы составляют 60%.

Драгоценные алмазы Сьерра-Леоне (почти 70% всей добычи алмазов) разрабатываются в восточной части страны. В аллювиальных отложениях реки Войя был найден крупнейший для вторичных месторождений ювелирный алмаз (770 карат).

В Бразилии алмазы были открыты в 1725 г. близ местечка Техуко (современное название Диамантина) в штате Минас-Жерайс; новейшее открытие алмазных полей датируется 1962 г. (в Мату-Гросу). Сейчас аллювиальные алмазы известны в 12 штатах Бразилии. В штате Баия найден самый крупный технический алмаз-карбонадо (3078 карат). В штате Минас-Жерайс алмазы добываются из аллювиальных россыпей рек Жекитиньонья и Парауна, а также поблизости от них из ископаемых речных и озерных россыпей. Карбонадо в штате Баия разрабатываются из погребенной россыпи в каменноугольных (?) песчаниках.

В Гайане алмазы разрабатываются с 1888 г., где они связаны с аллювиальными отложениями реки Мазаруни в пидмонте гор Паркарайма, которые сложены преимущественно песчаниками и конгломератами формации Рорайма (средний и верхний мезозой), включающими алмазоносные прослои.

Месторождения Венесуэлы ассоциируются с формацией Рорайма, развитой в бассейне Амазонки, и с аллювиальными россыпями рек Карони и Парагуа южнее Сьюдад-Боливар.

Первые индийские алмазы были добыты из россыпей еще в 800 г. до н.э. Россыпи, большей частью ископаемые, были обнаружены в южной части страны (Анантапур, Беллари, Аддапах, Карнул, Кришна, Годавари), на востоке (долина Маханади), в горах Виндх и в штате Мадхья-Прадеш.

Вторичные залежи алмазов известны также в Австралии и на Калимантане.

С кимберлитами Якутии ассоциируются расположенные поблизости россыпи алмазов вдоль рек Вилюй, Оленёк, Муна, Тиунг и т.д. Отдельные кристаллы алмазов были найдены на Урале еще 100 лет назад. В конце прошлого столетия россыпные алмазы были обнаружены в бассейне Енисея.

ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ И ИЗВЛЕЧЕНИЕ АЛМАЗОВ ИЗ МАТЕРИНСКИХ ПОРОД. При поисках кимберлитовых трубок в ЮАР оказалась эффективной автоматическая методика составления аэромагнитных карт.

Извлечение алмаза из дробленной кимберлитовой породы и из алмазоносного аллювия основано на существенно более легкой флотуемости легких частиц породы по сравнению с тяжелыми минералами (включая алмаз). Первый концентрат получают при

ТАБЛИЦА 21. Производство технических и драгоценных алмазов (в тыс. т)

	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Заир	13 611	12 810	11 821	11 214	11 243	8 734	10 235
ЮАР	7 510	7 295	7 023	7 643	7 727	8 384	8 522
Ботсвана	2 718	2 397	2 361	2 691	2 799	4 394	5 101
Намибия	1 570	1 747	1 694	2 001	1 898	1 653	1 560
Гана	2 572	2 328	2 283	1 947	1 423	1 253	1 258
Ангола	1 960	460	340	353	700	840	1 500
Сьерра-Леоне	1 670	1 500	1 083	961	779	855	594
Венесуэла	1 249	1 060	850	687	756	803	721
Центральноафри- канская Республика	338	339	286	297	284	315	350
Либерия	636	406	325	326	308	302	300
Танзания	498	448	438	408	282	314	274

промывке с использованием оборудования нескольких типов: шлюзов или отсадочных машин, в которые аллювиальный материал поступает после отработки его экскаваторами или драгами. Концентрат затем транспортируется в опечатанных стальных контейнерах (объемом около 1 м^3) на завод по обогащению в тяжелых жидкостях. Например, полученный на месторождении Бакванга материал для обогащения его и освобождения от породообразующих минералов помещают в жидкость, содержащую молотый ферросилиций (удельный вес жидкости 2,9). Концентрат затем обогащают методом электромагнитной сепарации (удаляются ильменит и гранат). Алмазы улавливают на столах, покрытых жиром, вручную. Мономинеральные агрегаты сортируют визуально на категории в соответствии с размерами и прозрачностью зерен.

Значительное количество алмазов добывают мелкие подрядчики при обычной промывке на месте добычи, часто только с использованием калабаса — примитивного сосуда, сделанного из высушенной и выдолбленной тыквы (например, на реке Бонса близ Тарквы в Гане).

6.10. ПОЛЕВОЙ ШПАТ

Термин происходит от немецкого названия широко распространенного минерала с хорошей спайностью. Впервые его использовал Коста в 1757 г.

Полевые шпаты, которые ценятся за содержание щелочей, при нагревании до $1100\text{--}1400^\circ\text{C}$ растворяют все компоненты керамической массы (кварц и обогащенный каолин), которая затвердевает

с образованием молочно-белого стекла — спеченного керамического материала (фарфора) или пористого материала (фаянса). Содержащийся в полевоом шпате Al придает прочность керамической массе, поскольку после ее обжига при 900—1000 °C образуется игольчатый муллит $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$. Как фарфор, так и фаянс покрывают стеклоподобной глазурью, в которой содержание полевого шпата вдвое выше, чем в основной массе. Керамическая промышленность предпочитает использовать калиевые полевые шпаты KAlSi_3O_8 , которые плавятся incongruently (жидкая фаза — стекло и твердая фаза — лейцит) и переходят в расплав постепенно, в процессе значительного перепада температур, что обеспечивает легкое удаление газовой фазы. Такой режим обеспечивает минимальные деформации массы при обжиге. Плаггиоклазы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ плавятся в одну стадию, что увеличивает опасность перегрева и деформации материала, поскольку расплав препятствует удалению газа. При этом продукт получается более пористый, а его электрическое сопротивление, например, уменьшается ($1 \cdot 10^{10}$ см вместо $4 \cdot 10^{13}$ см для фарфора из калиевого полевого шпата).

Калий в решетке полевого шпата обычно изоморфно замещается натрием [анортотлаз ($\text{Na, K}\text{AlSi}_3\text{O}_8$), рубидием, цезием и барием. Распад твердого раствора из калиевого и натриевого компонентов дает начало новой кристаллической фазе — альбиту (пертит). Микроклин-пертит преобладает в пегматите. В полевых шпатах часто содержатся окислы и гидроокислы Fe, биотит, турмалин и другие минералы, которые снижают качество фарфора за счет образования темных пятен окислов железа. Для производства художественного фарфора и электрокерамики требуется полевой шпат и пегматит первого сорта (максимум 0,40% Fe_2O_3 , минимум 8% щелочей). Полевой шпат более низкого качества используется для сантехнических изделий и бытовой утвари. Для глазурей идет полевой шпат самого высокого качества (максимум 0,25% Fe_2O_3 , минимум 10% щелочей).

Полевой шпат широко используется в стекольной промышленности. Введение глинозема в стекольную шихту в виде полевого шпата способствует увеличению вязкости стекла, его термической устойчивости и уменьшению его склонности к кристаллизации («за-руханию»).

Полевой шпат (28—45%) идет в качестве одного из компонентов цемента для абразива в шлифовальных кругах, эмалей, электродных покрытий и шлифовальных порошков.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕВОГО ШПАТА. Сырьем для получения полевого шпата служат: 1) гранитные пегматиты (табл. 8, генетический тип 7); 2) полевошпатовые интрузивные по-

роды (табл. 8, генетический тип 6); 3) полевошпатовый песок и гравий (табл. 8, генетический тип 77).

Ежегодная продукция составляет в общей сложности почти 3 млн. т, из которых половина используется и потребляется в США. Непегматитовые месторождения обеспечивают две трети мировой добычи полевого шпата.

1. Гранитные пегматиты используются в качестве месторождений полевого шпата с древних времен, так как крупные размеры кристаллов делают возможной ручную отборку.

В США месторождения этого типа имеются в штатах Нью-Гэмпшир, Мэн, Коннектикут, Северная Каролина (Спрус-Пайн — пегматиты в аляскитах на площади 32×20 км, Брайсон-Сити), Южная Дакота (Блэк-Хилс), Колорадо, Аризона (Кингмен), Виргиния (Монета) и Джорджия (округ Джаспер).

В Канаде полевошпатовые пегматиты эксплуатируют в Онтарио и Квебеке.

В СССР месторождения пегматитов расположены в Карелии и на Кольском полуострове. Карельские месторождения в основном приурочены к Чупино-Лоухскому району (запасы до глубины 100 м составляют 60—100 млн. т), Хито-Ламбинскому району (350 жил в 2 поясах $5 \times 0,1$ км, длина жил 150—250 м, мощность 3—25 м, глубина распространения 250 м, расстояние между жилами 5—15 м) и району Питкяранта. Крупные пегматитовые жилы известны на Урале, Украине, в Прибайкалье, Забайкалье (Мама-Чуйские месторождения), Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Крупные месторождения полевого шпата разрабатываются в Норвегии, Финляндии, ФРГ, Франции, Чехословакии, Великобритании, Канаде, Румынии и других странах.

2. Полевые шпаты из гранитоидов и щелочных интрузивных пород используются все больше и больше, заменяя пегматитовое сырье. По сравнению с пегматитами тела их имеют большие размеры, как, например, лейкократовые граниты (Такоб в Таджикистане и Режик близ Свердловска, СССР), аляскиты в Спрус-Пайн, Северная Каролина (площадь $3 \times 1,2$ км; 45% олигоклаза, 20% микроклина, 25% кварца, 10% мусковита; микроклиновый концентрат получают флотацией); альбитизированные граниты и альбититы (Аксоран, Казахстан); двуслюдяные граниты (Лянгар, Узбекистан); аплиты (Кюре-Кёй, вилайет Биледжик, Турция); фельзитовые и дацитовые порфиры. Нефелиновые сиениты разрабатываются в Канаде (Блу-Маунтин, площадь 8×3 км; нефелина 23%, альбита 59%, микроклина 16%), СССР (Кольский полуостров), Норвегии (остров Схьернё, добыча с 1960 г.) и США. Можно использовать и миаскиты.

Частично каолинизированные интрузивные породы разрабатывают в качестве керамического сырья в Корнуолле в Англии (каолинизированный грейзенизированный гранит, носящий название «корнишстоун» и имеющий состав (в %): ортоклаз-пертит 24—34, альбит 22—25, кварц 29—31, серицит 1—10, флюорит 0—1,5, каолинит 0—15); в Польше (Щеблув — серицитизированный лейкократовый гранит; Собутка — каолинизированный гранит: полевого шпата 60—65%, кварц, мусковит); в Советском Союзе (Чалган, Хабаровский край; Гусевское месторождение, Приморье — каолинизированный гидротермально измененный дацит: кварц 40—56, гидромусковит 2—32, альбит 2—28%, акцессорные рутил, лейкоксен, пирит, гидроокислы и окислы железа; химический состав (в %): Al_2O_3 до 17,55, Fe_2O_3 не более 0,39, щелочи 0,3—5,2). В некоторых случаях каолинизированный лейкократовый гранит имеет такое отношение полевого шпата, кварца и глинистого компонента, что его простое истирание обеспечивает получение фарфоровой массы, пригодной для формования и обжига керамической продукции (некоторые разновидности «корнишстоуна», Корнуэлл).

3. Полевошпатовый песок и гравий. В Калифорнии разрабатывают дюнные пески, состоящие из полевого шпата (50%) и кварца («силспар»). Обломочный полевой шпат разрабатывают в Чехословакии, где он приурочен к толще нижнеплейстоценовых песков и гравия в террасах реки Лужнице в южной Чехии. Используемый материал состоит из желтоватых полуокатанных галек К-полевого шпата (микроклин, часто пертитовый) размером до 4 см в поперечнике. Они содержат включения плагиоклаза, слюды и кварца. Больше всего полевым шпатом обогащена фракция 4—63 мм, которого в ней 30—70%. После истирания и высокоинтенсивной электромагнитной сепарации из этого материала получают концентрат с

ТАБЛИЦА 22. Производство полевого шпата (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	718,3	619,8	607,6	670,9	665,7	666,5	671,6	644,0
ФРГ	355,8	374,8	395,8	420,0	393,8	385,6	372,8	370,0
Бразилия	90,6	97,3	108,6	84,1	96,2	103,6	363,4	367,0
Италия	189,3	237,8	185,2	183,6	213,6	251,0	294,6	344,3
Франция	229,0	240,7	165,0	188,0	205,2	190,0	190,0	200,0
Испания	58,6	72,3	86,3	91,0	93,2	116,3	115,7	116,0
Мексика	97,1	185,3	143,8	73,2	114,3	109,8	110,9	127,0
Норвегия	256,7	168,1	44,9	37,7	70,8	59,5	87,9	70,0
Финляндия	58,3	63,6	68,6	68,2	71,9	71,3	67,9	74,1

содержанием 0,15% Fe_2O_3 , пригодный для производства фарфоровых глазурей, фарфоровой посуды и изоляторов. Фракция 0—4 мм, которая, строго говоря, является хвостом, может быть использована для приготовления штукатурных растворов.

6.11. ФЛЮОРИТ (ПЛАВИКОВЫЙ ШПАТ) И КРИОЛИТ

Флюорит давно используется в качестве флюса, откуда и произошло его название (латинское *fluere* — течь, немецкое *flüssen* — плавать). Термин *fluogos* впервые появился в XVI в. в книге Агриколы «Берманус или диалог о металлургии» для обозначения целой группы мягких легкоплавящихся минералов, напоминающих по облику драгоценные камни; слово *fluogite* первым использовал Дэна в 1868 г.

Древние греки и римляне знали флюорит как материал для вырезания чаш, ваз и декоративных плиток. Китайцы и американские индейцы резали узоры из кристаллов флюорита (флюоритовые перлы Тиуанако, Боливия). Первые сведения о добыче флюорита в Англии датируются 1775, а в США — 1823 гг. Добыча флюорита резко возросла в 1888 — 1900 гг. после того, как его стали использовать в качестве флюса (т.е. вещества, уменьшающего температуру эвтектического расплава) в мартеновской выплавке стали, и растет до сих пор.

Флюорит кристаллизуется в основном в виде кубических (спайность по октаэдру) или октаэдрических кристаллов различной окраски (зеленый флюорит называют хлорофаном). Окраска обусловлена тончайшими примесями или дефектами решетки; она может быть вызвана рентгеновским или ультрафиолетовым облучением, нагревом или повышением давления. Изменения, возникшие при рентгеновском облучении, могут быть сняты ультрафиолетовым облучением. При воздействии концентрированной H_2SO_4 на флюорит выделяется HF (промышленное производство плавиковой кислоты использует эту реакцию).

Кальций в флюорите частично может быть замещен церием или иттрием, а газово-жидкие включения в нем обычно того же типа, что в пирите, мусковите, халькопирите и других минералах. Тонкокристаллический землистый флюорит из осадочных пород называют ратовкитом (по реке Ратовка под Москвой).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФЛЮОРИТА. Применение флюорита (табл. 15) в производстве стали основано на его низкой точке плавления (1270°C) и летучести. Флюорит придает текучесть шлакообразующей эвтектической смеси с низкой температурой плавления, в которую уходят сера и фосфор из железной руды. Следовательно, содер-

жание этих элементов в флюорите является вредным. В мартеновских печах флюорит применяют в виде крупных кусков с тем, чтобы его не выдуло струей воздуха или газа (крупнее 3 мм — 50% частиц, мельче 1 мм — 20%, оптимальный размер 12—18 мм). Можно также применять pellets из концентрата, получаемого при флотации. Для производства 1 т стали мартеновским способом требуется около 1,6 кг флюорита, в электрических печах — 4 кг, в кислородном конвертере — 6 кг. Содержание флюорита иногда оценивается в «эффективных» процентах (из содержания CaF_2 вычитают содержание SiO_2 , умноженное на 2,5, результат должен быть не менее 60%). Металлургия потребляет больше трети всего добываемого флюорита.

Добавка 10—30% флюорита в стекло делает его белым, непрозрачным и опалесцирующим; непрозрачность связана с выделением тончайших кристаллов фторидов. В эмали вводится от 2 до 15% флюорита при 0,12%-ном содержании Fe_2O_3 и 2,5% CaCO_3 (более высокое содержание делает эмаль хрупкой). Добавление 3—5% флюорита с содержанием 55—45% CaF_2 во вращающиеся цементные печи снижает температуру обжига клинкера с 1250 до 800 °C и соответственно уменьшает затраты топлива.

Химическая промышленность потребляет больше 60% добываемого флюорита. Флюорит (минимум 95% CaF_2 , максимум 1% SiO_2 , 0,0n% Ba, Pb, S) используется для получения фтористоводородной кислоты, которая идет для травления стекла, очистки железных изложниц от зерен формовочного песка и для производства NaF (импрегнация древесины, дезинфекция), а также синтетического криолита* $\text{AlF}_3 \cdot 3\text{NaF}$ (электролит при восстановлении Al_2O_3 до Al; потребление флюорита на 1 т Al составляет 75 кг); в качестве катализатора для рафинирования в производстве алкильной части высокооктанового бензина. Фтор является компонентом тефлона, фреона CCl_2F_2 (охлаждающий газ в холодильниках) и активной жидкости в аэрозольных распылителях.

В электронной промышленности гексафторид серы находит применение в качестве высокоэффективного газового изолятора в высоковольтных установках. Фториды вольфрама и молибдена используются при производстве нитей накаливания.

* Единственное разрабатываемое месторождение криолита в пегматитах находится в Гренландии (Ивигтут, Арсук-фьорд). С ним ассоциируются флюорит, сидерит, пирит и т.д. Его добыча (40—80 тыс. т в год) не покрывает спроса, запасы должны истощиться к 1984 г. Синтетический криолит получают из HF, Na_2CO_3 и $\text{Al}(\text{OH})_3$.

ТАБЛИЦА 23. Физические свойства кристаллов кварца, кальшита и флюорита

Минерал	Физические свойства	Месторождения	Технологические требования	Использование
Кристаллы кварца	Пьезоэлектрик, пирозлектрик; пропускает ультрафиолетовое и ИК-излучение; окрашенные разности теряют цвет после нагревания до 350 °С	Бразилия; Украина, Урал, СССР	Отсутствие двойников и включений, прозрачность, минимальная масса 50 г	Пьезоэлектрические пластинки, линзы, призмы, пропускающие ультрафиолетовое излучение, сахарометры, эхолоты
Исландский шпат	Очень высокое двупреломление обеспечивает разделение белого света на два луча с колебаниями в двух взаимно перпендикулярных плоскостях	Друзы в эффузивах — Хельгустадир близ Эскифьордура в Исландии; Корнуолл и Гарц; Диксон в Нью-Мексико; СССР	Бесцветность, отсутствие двойников и включений, размеры кусков 2 × 4 см	Николи (с 1944 г. чаще используются поляроиды), дихроскопы, фотометры, спектрометры, приборы для определения двупреломления, прицелы некоторых специальных винтовок (мировое производство всего несколько тонн)
Оптический флюорит	Низкая дисперсия, показатель преломления 1,4339; пропускает ультрафиолетовое и ИК-излучение (их действие возбуждает в кристалле излучение с большей длиной волны); видимая флуоресценция; термолюминесценция	Друзы в пегматитах и флюоритовых жилах — Иллинойс, США; СССР	Минимальный размер кристаллов 6 × 6 × 6 мм, наилучший — 20 × 20 × 10 мм	Оптические линзы (ахроматические, апланатические), призмы в спектрографах

Изредка в месторождениях различных типов, преимущественно пегматитовых, находят прозрачный оптический флюорит (табл. 23). Он должен быть без трещин (главным образом вдоль плоскостей спайности) и включений, чтобы быть пригодным материалом для объективов в микроскопах, призм спектрографов (его часто заменяют синтетическим CaF_2 или LiF_2) и пластинок приборов, испу-

скающих коротковолновое излучение. Оптический флюорит можно синтезировать. Флюоритовая пленка на линзах телескопа делает возможным работу с ним в сумерках.

Элементарный фтор является самым важным фторирующим агентом в органическом синтезе и в ядерной физике. Он совершенно необходим для отделения ^{235}U от более широко распространенного изотопа ^{238}U путем получения гексафторида урана.

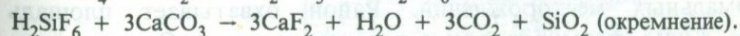
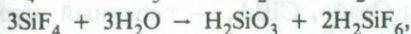
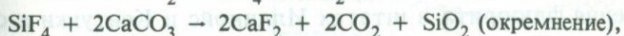
Соединения фтора с кислородом или галогенами являются очень сильными окислителями. Их считают ценными для использования при сжигании топлива ракет и реактивных двигателей.

Полифтор-полигалоген-алканы, содержащие бромид, занимают особое место — одни используются для получения гасителей, другие — анестезирующих средств.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. Большинство промышленных месторождений флюорита имеет гидротермальное происхождение и подразделяется на 1) гипотермальные (табл. 8, генетический тип 29), 2) мезотермальные (табл. 8, генетический тип 32) и 3) эпитеермальные (табл. 8, генетический тип 42) — интервал между температурами кристаллизации 1-го и 3-го типов составляет 400°C . Фтор, возможно, выделяется в процессе дифференциации вещества верхней мантии. Это подтверждается пространственной ассоциацией флюоритовых месторождений с глубинными разломами [125]. Флюорит образуется при реакции HF гидротермального раствора с известняком по следующему уравнению:



а реакция HF с кремнекарбонатными породами ведет к образованию флюорита по уравнениям [172]:



Кроме того, известны месторождения флюорита других типов: 4) инфильтрационные (табл. 8, генетический тип 68) и 5) остаточные обломочные — элювиальные и коллювиальные (табл. 8, генетический тип 55), а также 6) пегматитовые и 7) осадочные (редки).

1. Гипотермальные месторождения флюорита обычно локализируются на контакте материнского интрузива с его кровлей; в гранитах образуются грейзены, а в известняках — скарны. Сопровождающая минерализация — бесцветная слюда, турмалин, касситерит, топаз и криолит.

Иллюстрацией этого типа может быть Солонечное месторождение в Восточном Забайкалье, СССР. Флюоритовая жила мощностью от 1 до 35 м протягивается в грейзенизированном граните на 700 м.

2. Мезотермальные месторождения флюорита распространены наиболее широко. Они залегают на большем расстоянии от контакта интрузива с его кровлей, чем гипотермальные месторождения. Сопровождающие минералы: кварц (часто в гранитах), барит, кальцит (часто в известняках), и обычно небольшое количество сульфидов Cu, Pb, Zn и Fe; с флюоритом ассоциируются урановые минералы (обычно урановая смолка) или минералы редких земель (паразит $\text{CeCa}(\text{CO}_3)_3\text{F}$, связанный с нефелиновыми сиенитами). Месторождения относятся к жильному или метасоматическому типу. В изверженных породах жилы обычно имеют более выдержанную мощность (от дециметра до метра), чем в осадочных сериях с чередующимися псаммитовыми и пелитовыми породами, где они характеризуются местными выклиниваниями. Площадь жил (длина \times глубина) достигает нескольких десятков или тысяч квадратных метров. Начиная с глубины 250—300 м, флюоритовые жилы часто постепенно переходят в кварцевые, баритовые или кальцитовые. Подобная смена минеральных ассоциаций иногда наблюдается по латерали в участках выклинивания жил. Метасомы в карбонатных породах имеют седловидную форму (под пелитовыми и глинисто-сланцевыми слоями, смятыми в антиклинали, — рис. 41; в открытом пространстве, возникающем при разделении слоев в замке антиклинали), а также форму штоков и труб.

Сплошные руды могут сопровождаться вкрапленностью флюорита в серицитизированных, окремненных или пиритизированных вмещающих породах.

Месторождения флюорита в штатах Иллинойс и Кентукки к северу от слияния рек Теннесси и Огайо, США, — типичный пример мезотермальных месторождений. Район охватывает площадь 1800 км². Жилы сформировались в позднем палеозое. Они выполняют крутопадающие трещины в миссисипских известняках (стадии Сент-Луис и Сент-Дженеви), когда амплитуда движения вдоль неровной поверхности разлома была больше 15 м (при меньшей амплитуде не образуется достаточно открытого пространства), но меньше 150 м (при большей амплитуде разлом заполняется глиной трения и обломками пород). Более слабые подвижки с последующей минерализацией приписывают землетрясению 1811—1812 гг. Жилы линзовидной формы (наследующие неровную форму разломов) имеют изменчивую мощность от нескольких миллиметров до

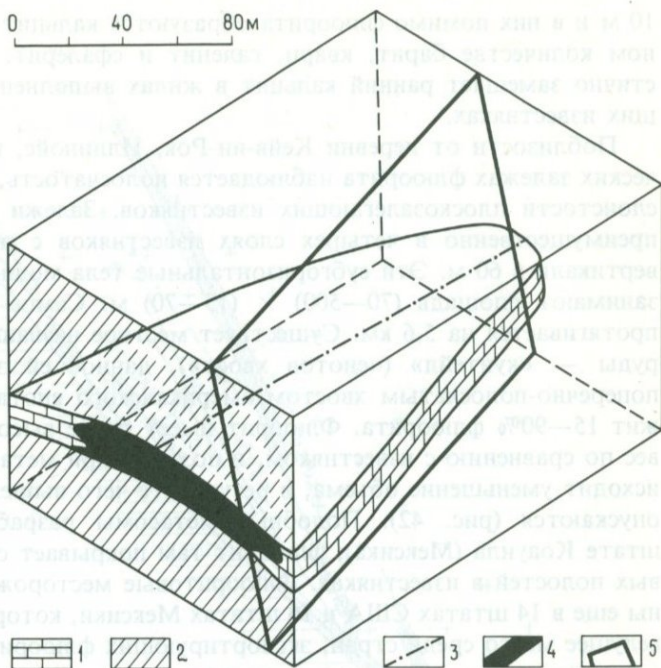


РИС. 41. Жильно-метасоматическое месторождение флюорита [38]. 1 — кристаллический доломит; 2 — кристаллический сланец; 3 — продольная ось доломитового купола; 4 — метасоматический флюорит; 5 — флюоритовая жила.

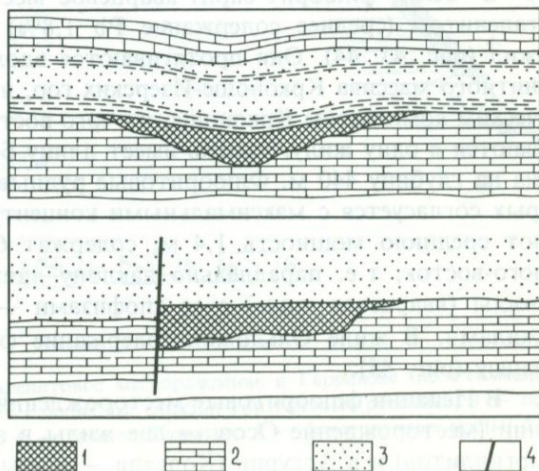


РИС. 42. Профили двух метасоматических тел флюорита около Кейв-ин-Рок, Иллинойс, США (по Эйнике, см. [86]). 1 — флюорит; 2 — каменноугольный известняк; 3 — каменноугольный песчаник; 4 — разлом и подводный канал поступления вещества.

10 м и в них помимо флюорита образуются кальцит и в подчиненном количестве барит, кварц, галенит и сфалерит. Флюорит частично замещает ранний кальцит в жилах выполнения и вмещающих известняках.

Поблизости от деревни Кейв-ин-Рок, Иллинойс, в метасоматических залежах флюорита наблюдается полосчатость, параллельная слоистости плоскозалегающих известняков. Залежи локализируются преимущественно в четырех слоях известняков с интервалом по вертикали в 60 м. Эти субгоризонтальные тела мощностью 1—5 м занимают площадь $(70—500) \times (15—70)$ м. Самое длинное тело протягивается на 5,6 км. Существует местное название полосчатой руды — «кунтейл» («енотов хвост»), данное ей за сходство с поперечно-полосчатым хвостом американского енота. Руда содержит 15—90% флюорита. Флюорит имеет более высокий удельный вес по сравнению с известняком, и поэтому при метасоматозе происходит уменьшение объема, в результате чего вышележащие слои опускаются (рис. 42). Подобные метасомы разрабатываются в штате Коауила (Мексика); флюорит там покрывает стенки карстовых полостей в известняках. Флюоритовые месторождения известны еще в 14 штатах США и 16 штатах Мексики, которые занимают ведущее место среди стран, экспортирующих флюорит. Некоторые мексиканские месторождения характеризуются интересными формой или генезисом. Например, Агуа-Чили (штат Коауила), залегающее в нижнемеловых известняках на контакте с риолитовыми жилами и штоками, имеет кольцеобразную форму. Флюорит месторождения Энкантада-Меса образовался на контакте с риолитом.

В ЧССР флюорит-барит-кварцевое месторождение Гаррахов с галенитом (среднее содержание Pb 1,8%) состоит из нескольких жил (рис. 43, 44). Они протягиваются вдоль южной границы гранитного массива Крконоше-Изерских гор, на контакте с кристаллическим комплексом Крконоше, и в юго-восточном направлении сливаются в одну жилу. Залежь имеет длину больше 1 км и прослежена на глубину 440 м. Флюоритовые рудные столбы, позиция которых согласуется с максимальными концентрациями галенита, имеют среднюю мощность 1,4 м, содержат 60% CaF_2 и падают на юго-восток, т.е. параллельно наклону линии пересечения главной жилы (кварцевая жила) с ее апофизами — флюорит-баритовыми жилами. В жиле Ольдржих содержание флюорита увеличивается книзу (рис. 45).

В Испании флюоритовые месторождения обнаружены в Каталонии (месторождение Осор — две жилы в гранитах с ксенолитами аргиллитов) и в Астурии (Кольяда — жилы в каменноугольных из-

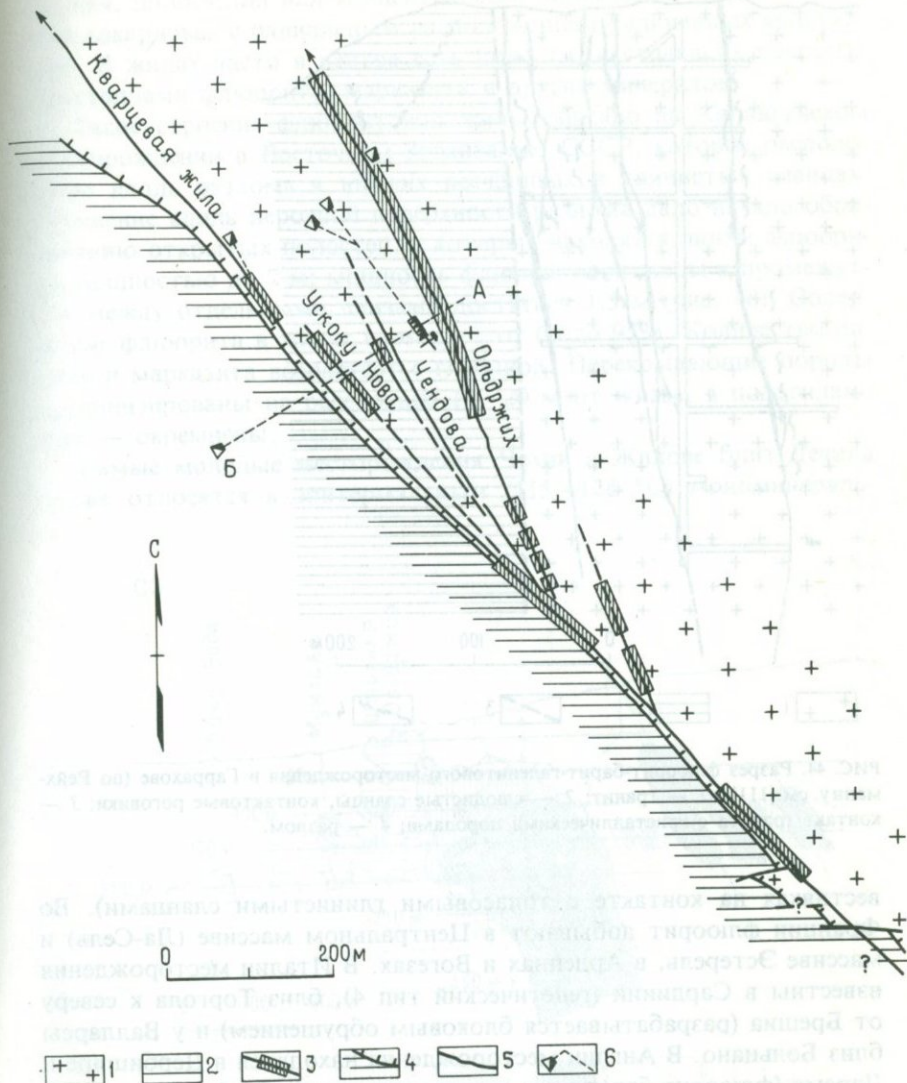


РИС. 43. Флюорит-барит-галенитовое месторождение в Гаррахове (по Рейхманну, см. [111]). 1 — гранит; 2 — слюдистые сланцы, контактовые роговики; 3 — промышленные участки жилы; 4 — разлом Гаррахов; 5 — флюоритовые жилы; 6 — штольни.

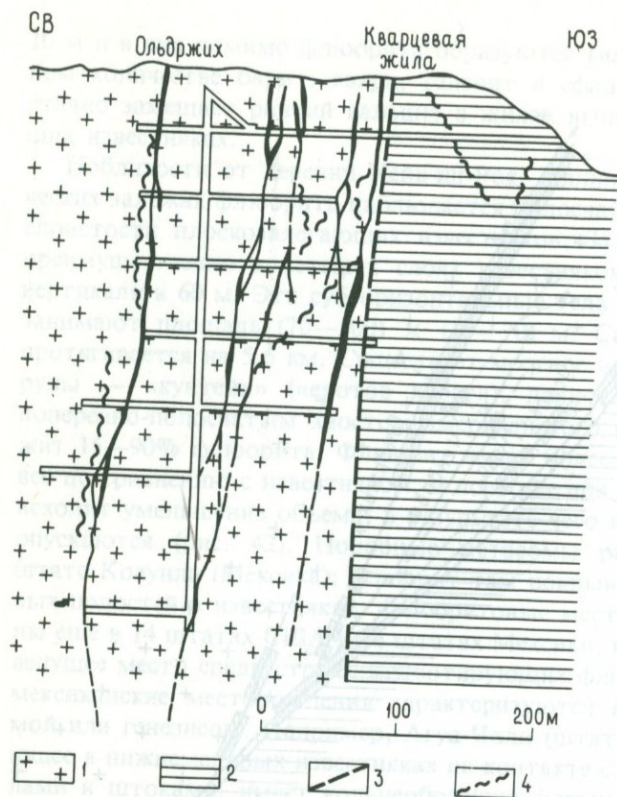


РИС. 44. Разрез флюорит-барит-галенитового месторождения в Гаррахово (по Рейхманну, см. [111]). 1 — гранит; 2 — слюистые сланцы, контактовые роговики; 3 — контакт гранита с кристаллическими породами; 4 — разлом.

вестняках на контакте с триасовыми глинистыми сланцами). Во Франции флюорит добывают в Центральном массиве (Ла-Сель) и массиве Эстерель, в Арденнах и Вогезах. В Италии месторождения известны в Сардинии (генетический тип 4), близ Торгола к северу от Брешиа (разрабатывается блоковым обрушением) и у Валларсы близ Больцано. В Англии месторождения находятся в Дербишире и Дареме (флюорит-баритовые жилы мощностью 2—5 м в каменноугольных известняках), в ГДР близ Ротлебероде в Гарце (мощность 5—20 м) и близ Наббурга и Зульцбаха в Верхнем Пфальце, ФРГ.

3. Эпитермальные месторождения флюорита изредка ассоциируются с опалом, халцедоном, кахолонгом, каолинитом, пиритом

или марказитом или сульфидами Hg и Sb. Текстура руд брекчиевидная, полосчатая или концентрически полосчатая, гроздьевидная или кокардовая с радиальным расположением удлиненных кристаллов. В жилах часто в центре есть полости, и стенки их покрыты кристаллами флюорита, марказита и других минералов.

Такое строение флюоритовой жилы описано на Калангуйском месторождении в Восточном Забайкалье, СССР, которое расположено вдоль разлома в юрских песчаниках и глинистых сланцах. Смещение вдоль неровной поверхности разлома дало начало образованию открытых полостей, в которых находятся линзы флюорита мощностью до 7 м; мощность флюоритовой жилы в промежутках между отдельными линзами достигает 1,5 м (рис. 46). Содержание флюорита в жилах варьирует от 60 до 95%. Количество пирита и марказита возрастает с глубиной. Перекрывающие породы каолинизированы на расстояние 10—20 м от жилы, а подстилающие — окремнены.

Самые молодые месторождения Чехии в Жилове близ Дечина также относятся к эпитермальным (115—128 °С) мономинераль-

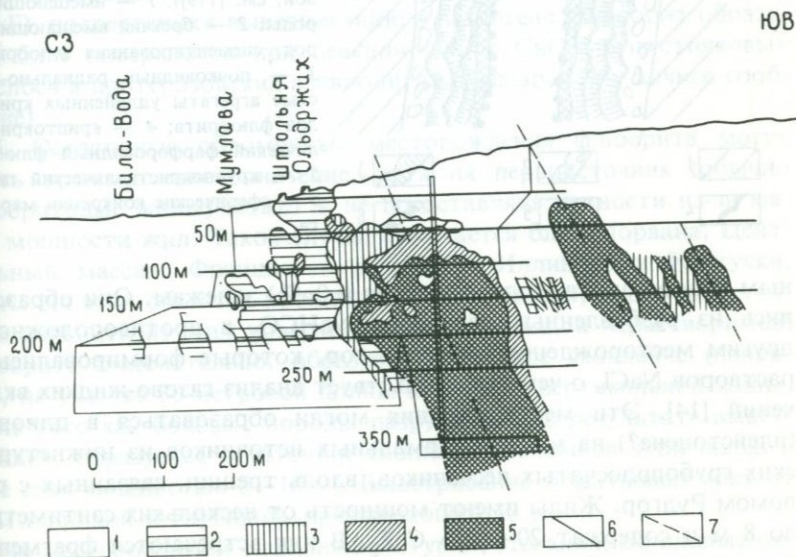


РИС. 45. Зональное распределение флюорита в жиле Оледржих на месторождении Гаррахов (по Рейхманну, см. [111]). Содержание CaF_2 (1—5): 1 — 0—10%; 2 — 10—20%; 3 — 20—30%; 4 — 30—40%; 5 — 40% и более; 6 — границы геологических блоков подсчета запасов; 7 — ось рудного столба и его номер. Горизонтальные линии — разведочные горизонты с указанием относительной глубины.

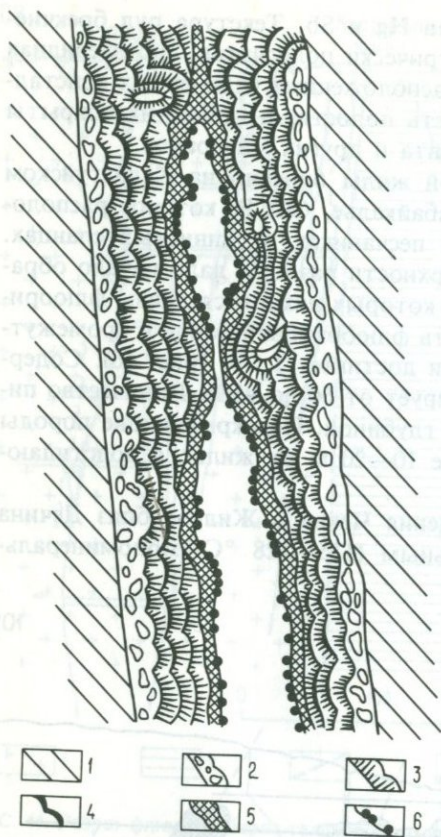


РИС. 46. Схематический разрез флюоритовой жилы Калангуйского месторождения с друзовой полостью в центре (по Кормилицину и Ивановой, см. [179]). 1 — вмещающие породы; 2 — брекчия вмещающих пород, сцементированная флюоритом; 3 — почковидные радиально-лучистые агрегаты удлиненных кристаллов флюорита; 4 — крипнокристаллический фарфоровидный флюорит; 5 — крупнокристаллический пирит; 6 — сферические конкреции марказита.

ным (мало барита, содержание Ва 0,0п%) залежам. Они образовались из разбавленных растворов NaHCO_3 в противоположность другим месторождениям Рудных гор, которые формировались из растворов NaCl , о чем свидетельствует анализ газово-жидких включений [14]. Эти месторождения могли образоваться в плиоцене (плейстоцене?) на выходе термальных источников из нижнетуронских грубополосчатых песчаников, вдоль трещин, связанных с разломом Рудгор. Жилы имеют мощность от нескольких сантиметров до 8 м и содержат 20—80% CaF_2 . В них встречаются фрагменты песчаников или более раннего флюорита, а в более глубоких горизонтах они содержат глину и включают блоки песчаников; степень выполнения жил книзу уменьшается, и они переходят в открытые трещины. Фиолетовый флюорит имеет полосчатую или концентрическую радиальную текстуру; единственной примесью является ка-

холонг. Происхождение жил, вероятно, связано с затуханием неогенового вулкана в Чешском среднегорье. Из горячих источников Теплице, в 25 км от месторождения, все еще осаждаются флюорит, барит и арагонит. Возраст месторождения Жилове можно коррелировать с возрастом месторождений Рила-Родопского массива [39]. Вероятно, молодой флюорит в этом массиве варисского возраста связан с активизацией и поступлением фтора из мантии по глубинным разломам. Таково происхождение фтора в озерных рассолах (1627 млн^{-1}) и эвапоритах рифтовых долин Африки.

4. Инфильтрационные месторождения образуются при миграции растворов с CaF_2 по трещинам (например, в Сардинии: Монреале близ Сардары, Бурчеи и Сан-Андре-Фруис, к северо-востоку от Кальяри) и карстовым полостям (например, Оридда в Сардинии [140]). Месторождение Чулут-Цаган-Дэль в 140 км южнее Улан-Батора в Монголии, возможно, тоже относится к инфильтрационному типу — тонкозернистый флюорит, темный за счет содержащегося в нем органического вещества, чередуется с халцедоном и изредка с тонкими прослоями диаспора и гётита. Поверхностные воды обогащаются NaF , поступающим из варисских гранитов (1% F), подвергшихся выветриванию в палеогене. Флюорит образуется близ поверхности при реакции NaF с CaCO_3 известняковых прослоев в протерозойских алевролитах (Каспар, 1980, личное сообщение).

5. Остаточные обломочные месторождения флюорита могут иметь промышленное значение, хотя их первоисточник (обычно флюоритовые жилы) может и не представлять ценности из-за малой мощности жил. Такой случай отмечается близ Морвана, Центральный массив, Франция, и в штатах Иллинойс и Кентукки, США. На этих объектах происходит вынос растворимого известняка и кальцита из жил поверхностными водами, а нерастворимый флюорит, следовательно, образует остаточное скопление (например, на участке 30-метровой длины из тонкой вертикальной жилы, после того как боковые породы разрушаются в результате выветривания, образуется остаточное скопление обломков этой жилы в виде слоя мощностью 5—10 м). Выветривание захватывает зону от 20 м шириной и глубиной, превышающей 30 м.

На месторождении Каравия в Астурии, Испания, склоновые отложения обломков ниже коренных выходов флюоритовой жилы в известняках содержат 40% CaF_2 .

6. С пегматитами связаны не крупные месторождения. Флюорит в них крупнокристаллический, часто пригоден для оптических приборов (табл. 23). На контактах блокового пегматита с кварцевым

ТАБЛИЦА 24. Производство товарного флюорита (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Мексика	1086	1112	1089	897	660	960	875	916
Монголия		250	300	302	320	455	567	580
ЮАР	210	208	203	291	351	393	451	523
КНР	250	300	350	350	400	400	400	400
Франция	290	422	318	306	286	304	291	290
Таиланд	398	396	244	200	240	260	260	306
Испания	340	361	335	287	310	301	193	296
Италия	235	248	231	211	186	171	183	152
Великобритания	179	233	231	217	194	189	154	150
США	225	182	127	171	154	117	99	84

ядром кристаллы составляют друзы, в них встречается также пьезокварц, морион и другие минералы. Кристаллы флюорита часто покрыты оболочкой глинистого вещества. Эти разновидности флюорита и кварца образуются только в гидротермальную фазу.

7. Осадочные месторождения флюорита редки; он осаждается одним из первых минералов в солеобразующем цикле в виде тонких кристаллов и конкреций в гипсе, ангидрите или хемогенном известняке. В позднюю стадию галогенеза фтор может входить в решетку галита или осаждаться совместно с баритом (в форме флюорита) и фосфатом (в форме фторапатита). Промышленные месторождения осадочного флюорита как такового чрезвычайно редки. Некоторые авторы [38] квалифицируют стратиформное месторождение Пьянчяно к северо-северо-востоку от Рима как осадочное. Оно залегает в триасовых известняках, имеет мощность 1—4 м и дало примерно 1 млн. т флюорит-кальцитовой руды с 25% CaF_2 . Другие исследователи считают это месторождение гидротермально-метасоматическим.

ПОИСКИ ФЛЮОРИТА И ОБОГАЩЕНИЕ. Поиск флюоритовых месторождений облегчается высокой устойчивостью флюорита выветриванию. Вокруг коренных выходов образуются большие элювиальные россыпи, но совершенная спайность флюорита приводит к уменьшению его содержания в аллювиальных отложениях. Пригодны геохимические методы поисков флюорита с применением фтор-электродов. Пробы воды объемом 150 см³ отбираются вдоль поверхностных водотоков через 200 м, опробуются также источники и колодцы. Предельная чувствительность метода 0,02 мг F на 1 л. При разведке используют каналы, шурфы, наклонные буровые скважины и подземные горные выработки. Кроме того, хорошие

результаты дает атмогеохимический метод определения газообразного фтора [99]. Разработку месторождений ведут, как правило, избирательно: проходкой с закладкой выработанного пространства, с усадкой или камерно-столбовым методом. При обогащении используют ручную рудоразборку, отсадочные машины, вибрационные столы, тяжелые жидкости или флотацию с последующим комкованием.

Флюорит считается стратегическим сырьем. Крупнейшие потребители флюорита вынуждены импортировать его для того, чтобы иметь стратегические запасы этого минерала.

6.12. ЮВЕЛИРНЫЕ КАМНИ

Ювелирные камни ценятся за красоту (цвет, прозрачность, преломление, дисперсию), долговечность, редкость и портативность [115]. Индивидуальный облик некоторых минералов определяют такие свойства, как астеризм, опалесценция или текстура (табл. 25). Первоначальное разделение камней на драгоценные и полудрагоценные было в значительной мере субъективным и почти вышло из употребления. Ювелирные минералы после обработки — резки и полировки — используются как украшения. В первую очередь к ним относятся алмаз, изумруд, рубин и сапфир, а также опал, бирюза и хризоберилл, которые носят как драгоценности для демонстрации своей принадлежности к высшей социальной группе и материального благополучия. Другие камни используют и в качестве ювелирных, и для украшения интерьеров помещений. Обработка ювелирных камней не изменяет их свойств, наоборот, некоторые свойства усиливаются при полировке (цвет, преломление и облик).

В химическом отношении ювелирные камни представлены: самородными элементами (только алмаз), силикатами (около одной трети), алюмосиликатами (одна пятая), окислами (одна седьмая), фосфатами, боросиликатами, стеклами, сульфатами, титаносиликатами и алюминатами [67].

ЗАВИСИМОСТЬ МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЮВЕЛИРНЫХ КАМНЕЙ ОТ ИХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ. На использование ювелирных камней в качестве драгоценностей или для других декоративных целей с древних времен влияли суеверия, церковные и государственные декреты, личная интерпретация их религиозного значения и вера в их влияние на здоровье и поведение человека. С незапамятных времен ювелирные камни были объектом торговли и служили побудительным мотивом для многих путешествий и открытий (например, экспедиция в поисках бирюзы на Синайский по-

ТАБЛИЦА 25. Химические и физические свойства драгоценных и полудрагоценных камней

Минерал	Названия разновидностей	Цвет	Окрашивающие примеси	Состав	Прозрачный	Непрозрачный	Твердость	Плотность	Показатель преломления
Агат	См. текст			SiO_2		+	7	2,6	Низкий
Алмаз		Бесцветный и различных оттенков	N, B	C	+		10 (микротвердость в 100 раз больше, чем у кварца)	3,5	Высокий
Берилл	Аквамарин Изумруд Гелиодор Морганит и воробьевит Гошенит	Голубой Зеленый Желтый Розовый Бесцветный	Fe Cr Fe ₂ O ₃ Mn	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	+		7,5—8	2,6—2,9	Средний
Бирюза		Зеленый, голубой, желтоватый, зеленоватый		Фосфат Cu, Al, OH с H ₂ O		+	5—6	2,6—2,8	Средний
Бразилианит		Желтый, зеленый		$\text{NaAl}_3(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_2$	+		5,5		Средний

Гипс	Алебастр	Белый	Водосодержащий сульфат кальция		+	2	2,2—2,4	Низкий	
	Селенит	Белый		+	+				
Гранат	Альмандин (карбункул)	Красный	Fe, Al-силикат		+	+	7,5	3,4—4,3	Высокий
	Пироп Гроссуляра	Красный	Mg, Al-силикат		+		7—7,5		
		Белый, желтый, красный	Ca, Al, Fe-силикат		+	+	7		
	Спессартин	Оранжевый, коричневый	Mn, Fe, Al-силикат		+		7—7,5		
			Ca, Mn, Fe, Al-силикат		+		7—7,5		
	Гессонит	Желто-оранжевый	Ca, Mn, Fe, Al-силикат		+		7—7,5		
	Демантоид	Желтый до зеленого	Ca, Mn, Fe, Al-силикат		+	+	7—7,5		
	Топазолит	Желтый	Ca, Fe, Al-силикат		+		6,5—7		
Уваровит	Зеленый	Ca, Cr-силикат		+		6,5—7			
Тсавоит	Зеленый	Ca, Al, Fe, V-силикат		+					
Жадент	Жадент	Зеленый, желтоватый, фиолетовый	Na, Al-силикат		+		6,5—7	3,3	Средний
	Нефрит	Желто-вато-зеленый	Ca, Mg, Fe, OH-силикат		+		6,5—7	3,0—3,2	

Минерал	Названия разновидностей	Цвет	Окрашивающие примеси	Состав	Прозрачный	Непрозрачный	Твердость	Плотность	Показатель преломления
Кварц	Горный хрусталь	Бесцветный		SiO_2	+		7	2,7	Низкий
	Аметист	Фиолетовый							
	Цитрин	Желтый			+	+			
	Розовый кварц	Розовый			+	+			
	Дымчатый кварц	Дымчато-коричневый			+	+			
	Авантюрин	Желтый, красный, зеленый			+	+			
	«Зеленый аметист»	Зеленый			+	+			
Коралл		Красный		Карбонат Ca		+	3,5—2,7	Средний	
Корунд	Сапфир	Синий	Fe, Ti	Окись Al	+	+	9	3,9—4,1	Высокий
	Рубин	Пурпурный	Cr, Fe						
	Звездчатые сапфир и рубин				+	+			

Лазурит (ляпис-ла- зурь)		Синий, зеленовато- синий	Na-алюмосиликат с добавочным анионом S		+	5—5,5	2,4—2,9	Низкий
Молда- вит (тектит)		Зеленый, желтоватый, коричневый	Алюмосиликатное стекло		+	5,5	2,3—2,5	Низкий
Оливин	Хризолит	Желтый, зеленовато- желтый, ко- ричневатый	Mg, Fe-силикат		+	6,5—7	3,2—3,5	Средний до высокого
	Перидот	Желто- ватый, зеле- ный			+			
Опал	Обычный	Различ- ной окраски	Водный SiO ₂		+	5,5—6,5	1,9—2,3	Низкий
	Благород- ный				+			
Полевой шпат	Адуляр	Бесцвет- ный до жел- того	K, Al-алюмосиликат		+	6—6,5	2,5—2,8	Низкий до среднего
	Амазонит	Голубо- ватый до желто-зеле- ного			+			
	Лунный камень	Белый, голубоватый			+			
	Авантю- рин		Na, K, Ca-алюмосили- кат		+			
	Лабрадор	Белый, серый	Ca, Na-алюмосиликат		+			

Минерал	Названия разновидностей	Цвет	Окрашивающие примеси	Состав	Прозрачный	Непрозрачный	Твердость	Плотность	Показатель преломления
Родонит		Розовый		Mn, Fe, Ca-силикат		+	5,5—5,6	3,4—3,7	Высокий
Споумен	Гидденит	Желто-зеленый		Li, Al-силикат	+		6—7	3,0—3,2	Средний
	Кунцит	Розовый, фиолетовый			+				
	Трифан	Желтый до бесцветного			+				
Топаз		Бесцветный, розовый, желтый, красный, оранжевый, коричневый		Al, F, OH-силикат	+		8	3,4—3,6	Средний
Турмалин	Ахроит	Бесцветный		Na, Li, Fe, Al, OH-боросиликат	+		7,5	2,9—3,2	Средний
	Эмералит	Зеленый			+	+			
	Индиголит	Синий			+				
	Рубеллит	Розовый			+	+			
	Шерл	Черный			+	+			
	Сибирит	Фиолетовый			+				

Хризоберилл	Александрит	Зеленый		Ве-алюминат	+		8,5	3,5—3,8	Высокий
	Хризолит	Желтоватый, голубоватый, зеленоватый			+				
Циркон	Синий циркон	Синий		Zr-силикат	+		6—7,5	4,0—4,8	Очень высокий
	Гиацинт	Желтый, красный							
	Жаргон	Серый, зеленый							
	Белый циркон	Белый							
Цоизит	Танзанит	Синий	Sr	Ca-алюмосиликат			6—6,5		Средний
Шпинель		Желтый, розовый, красный, фиолетовый, синий, зеленый		Окись Mg, Fe, Zn, Al	+	+	8	3,5—3,7	Высокий
Янтарь		Желтый, коричневый			+	+	2—2,5	1,0—1,1	Низкий
Яшма		Красный, коричневый		Халцедон, кварц, гематит		+			

луостров во времена Третьей Египетской династии, путешествия финикийца за балтийским янтарем). Более твердые, чем кварц, полированные камни длительное время сохраняют свой блеск, а более мягкие постепенно теряют его. Спайность и отдельность помогают при резке, но они могут снизить ценность камня так же, как, например, хрупкость; а прочие камни (например, жадеит, нефрит) очень устойчивы в носке. Прозрачные камни обычно обрабатывают с огранкой, а непрозрачные — с одной плоскостью или придают им сферическую форму с полированной выпуклой поверхностью. Ограненные прозрачные камни дают «искру», связанную с показателем преломления. Наилучший эффект достигается в том случае, когда лучи света претерпевают полное внутреннее отражение от базальных граней полированного камня, имеющего высокий показатель преломления (например, алмаз, циркон). Двупреломление оказывает очень небольшое влияние на блеск минералов. «Игра» типична для минералов с сильной дисперсией, т.е. с очень большой разницей показателей преломления для световых лучей с разной длиной волны, соответствующих разным частям видимого спектра (например, алмаз, циркон). Высоко ценится в драгоценных камнях цвет, особенно красный, голубой, зеленый и фиолетовый. Плеохроизм, свойство прозрачных анизотропных кристаллов избирательно поглощать свет с разной длиной волны в разных направлениях в кристалле, придает минералам способность менять окраску (например, хризоберилл, особенно его разновидность александрит, имеет светло-зеленую окраску при дневном свете и красную при вечернем; турмалин). Ценится многоцветная окраска зонального характера (малахит, азурит), которая может быть даже усилена искусственным подкрашиванием (например, агат с помощью растворов солей меди и обработкой H_2SO_4 или растворами солей Fe с последующим отжигом). Блеск (внешний вид драгоценного камня в отраженном свете) не зависит от окраски или прозрачности (например, непрозрачный гематит имеет очень сильный металлический блеск). Минералы с высоким показателем преломления имеют алмазный блеск.

Астеризм звездчатого рубина и звездчатого сапфира обусловлен закономерным, соответствующим симметрии минерала расположением тончайших включений рутила; он проявляется только на строго определенных ориентированных срезах в виде звездообразной световой фигуры и хорошо виден в кабошонах. Отражение от таких микроскопических включений в рубине и сапфире является причиной слабого серебристого «шелкового» блеска. Астеризм очень редко наблюдается в хризоберилле, гранате, шпинели и диопсиде (Намакал, Южная Индия).

Волокнистая текстура минерала, а также удлиненные полости или микровключения волокон другого минерала могут дать эффект «глаза» на ориентированных подходящим образом округлых поверхностях. Это свойство проявляется у некоторых переливчатых разновидностей берилла, хризоберилла (настоящий «кошачий глаз»), гипса (селенит), кварца («кошачий глаз», «тигровый глаз») и турмалина.

Округлая форма изделий из благородного опала подчеркивает опалесценцию и игру цветов в камне, которые вызываются интерференцией на трещинах и других неоднородностях его внутреннего строения. Лунный камень — разновидности плагиоклазов и ортоклаза* — отличается прекрасной голубоватой опалесценцией.

Учитывая все эти свойства драгоценных камней, можно сказать, что алмаз является выдающимся среди них по блеску, сверканию, прочности, «игре», но он лишь в редких случаях имеет заметную собственную окраску — синюю, зеленую или пурпурную.

Изумруд, рубин и сапфир прекрасно окрашены, но лишены сильного блеска и «игры». Рутил же, обладающий всеми требуемыми качествами, сравнительно мягок. Такой же недостаток, а в дополнение к нему и совершенная спайность обесценивают сфалерит, который по другим свойствам мог бы быть одним из самых драгоценных минералов, поскольку он имеет высокий показатель преломления и дисперсию намного выше, чем у всех прозрачных ювелирных камней.

ТЕХНИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ. Алмаз является наиболее важным техническим драгоценным камнем (о его использовании см. разд. 6.9). Среди остальных камней рубин, сапфир, гранат и шпинель используются для изготовления опор в часах и хронометрах. За последние 30 лет они в значительной мере были вытеснены искусственным корундом, шпинелью и твердыми стеклами, как более дешевым материалом. Из молотого корунда, полевого шпата, граната, гематита, кварца и топаза в смеси с водой или маслом делаются абразивные порошки и пасты или точильные камни путем связывания керамическим материалом или металлом и формования в виде шлифовальных дисков.

Из рубина или сапфира делают головки граммофонных игл. Криптокристаллический кварц (агат) используют для изготовления лабораторных ступок, призм для аналитических весов, деталей теодолитов и т.д. Минимальный размер агатов для такого применения $3 \times 3 \times 3$ см; промышленная концентрация этого минерала в ма-

* В основном адуляр.

теринских эффузивных породах составляет $0,1 \text{ кг/см}^3$. Некоторые разновидности корунда можно использовать в пьезоэлектрических приборах. Лазурит раньше ценился как устойчивый синий пигмент. Азурит также использовали для красителей, но он со временем превращается в малахит. Бирюзу, гематит и малахит также используют в качестве пигментов.

ВОЗРАСТ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ. Ювелирные минералы образуются в разнообразных обстановках и в различных условиях. Большинство первичных месторождений образовалось на докембрийских щитах, особенно вдоль их границ, которые сопровождаются россыпями, имеющими возраст от докембрия до плейстоцена.

Четвертичное оледенение в Европе и Америке рассеяло россыпные залежи в виде моренных отложений на большие расстояния, обесценив их таким путем. Это может быть одной из причин отсутствия россыпных месторождений драгоценных камней на Канадском и Балтийском щитах. Сравнительно молодые месторождения связаны с мезозойскими и кайнозойскими вулканитами, палеозойскими и мезозойскими пегматитами и меловыми ультрабазитами.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРАГОЦЕННЫХ МИНЕРАЛОВ.

Ультрабазиты: алмаз.

Ультрабазиты и базиты: сапфир, рубин, оливин, пироп, уваровит, нефрит, жадеит.

Пегматиты: изумруд, гранаты, лазурит, рутил, сапфир, рубин, шпинель, топаз, турмалин, циркон и розовый кварц.

Средние — основные вулканиты: сапфир, рубин, пироп.

Контактово-метаморфизованные мраморы: лазурит, шпинель, рубин, сапфир, изумруд, гроссуляр, андрадит, родонит, турмалин.

Кристаллические сланцы (частично метаморфизованные россыпи): изумруд, рубин, сапфир, аквамарин, хризоберилл, альмандин, спессартин, жадеит, нефрит, яшма, топаз.

Гидротермальные месторождения: опал, аметист, горный хрусталь, цитрин, яшма, изумруд, спессартин, топаз, турмалин, азурит, малахит, хризокола и бирюза. Самые обильные скопления полудрагоценных агатов часто образуются в виде миндалин. Они могут иметь а) концентрическую текстуру — полосчатость, параллельная стенкам полости, б) текстуру уругвайского типа — горизонтальное отложение слоев в процессе формирования, в) смешанную текстуру. Вмещающие породы обычно средние или основные эффузивы. Агат состоит преимущественно из халцедона, т.е. криптокристаллического волокнистого кварца. Разновидности ага-

та выделяют по цвету: халцедоновый агат — серый, карнеол — красный, сардер — коричневый, плазма — зеленый, хризопраз — яблочно-зеленый, мириakit — серый с красными пятнышками, сапфирин — голубовато-серый, восковой агат — светло-желтый, арабский оникс — полосчатый черно-белый, халцедоникс — полосчатый коричневый и белый. Самые крупные месторождения агата находятся в США, Мексике, Уругвае, Парагвае, Бразилии, Австралии, Египте, КНР, СССР, Чехословакии и ФРГ.

Органические вещества: янтарь, гагат (твердая черная полируемая разновидность лигнита) и жемчуг.

Элювиальные россыпи: алмаз (желтая земля в 5—10 раз богаче, чем голубая), рубин, шпинель.

Аллювиальные россыпи образуются в основании гравийных или песчаных прослоев как на истинном, так и на ложном плотике (т.е. на глинистых прослоях в аллювии): Бирма, Таиланд, Шри-Ланка, Южная, Центральная и Западная Африка.

Ископаемые россыпи: докембрийские — Бразилия, Индия (алмазы), третичные — Балтийское побережье (янтарь).

ОТКРЫТИЕ И ИСТОРИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ. Даже в наши дни в некоторых местах поиски драгоценных камней в россыпях ведут примитивным путем, т.е. втыкают железный штырь в грунт и после его извлечения проверяют, есть ли на нем царапины от твердых минералов. Современные методы поисков используют аэрофотографирование при геологическом картировании и в геохимических, геофизических, геоморфологических (изучение террас водных потоков) и других исследованиях. Поисками драгоценных камней в мире занято более 100 тыс. человек. В США около 250 тыс. коллекционеров занимаются поиском драгоценных камней в качестве «хобби», примерно 40 тыс. из них являются членами минералогических обществ. Большинство месторождений ювелирных камней было открыто в XIX в. и особенно много в нынешнем веке — четверть всех открытий, сделанных с 3500 г. до н.э. Раньше всех других драгоценных камней был открыт янтарь на Балтийском море, он использовался для украшений уже около 25000 лет до н.э. Бирюза в Египте и ляпис-лазурь в Афганистане были известны еще до 3500 г. до н.э. Горный хрусталь и окрашенные разновидности кварца применяли в Египте в золоченых, серебряных и эмалевых изделиях уже в 2000 г. до н.э. Шумеры делали из кварца печатки. Изумруд использовали в Египте примерно с 1900 г. до н.э., а алмаз, рубин и сапфир в Индии и Шри-Ланке — около 800 г. до н.э. На острове Калимантан алмаз был известен примерно с 600 г. до н.э., а в Бразилии — с 1720 г. Первичные месторождения

алмазов в Южной Африке были открыты в 1867 г., в Гайане — в 1891 г., Зимбабве — в 1903 г., Намибии — 1908 г., Заире — в 1906 и 1913 г., Танзании — в 1908 и 1924 г., на Береге Слоновой Кости — в 1915 и 1928 гг., в Гане — в 1919 г., Сьерра-Леоне — в 1930 г., Якутии — в 1954 г. Драгоценный опал в Дубнике близ Прешова, ЧССР, добывался уже в последнем десятилетии до н.э.

ПРОИЗВОДСТВО СИНТЕТИЧЕСКИХ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ. Синтетический рубин, пригодный для ювелирного дела, был впервые получен в 1877 г. Производство синтетического корунда стало экономически выгодным с 1912 г. Корунд синтезируется расплавлением очень чистого глинозема в пламени кислородно-водородной горелки в специальной камере. Расплав собирается на стержень, расположенный ниже пламени. Метод обеспечивает получение грушевидных монокристаллов корунда. Таким же путем синтезируется шпинель. Различная окраска корунда достигается добавлением окислов металлов: 2—7% Cr_2O_3 окрашивают кристалл в розовый (до красного) цвет, 2% Fe_2O_3 и TiO_2 — в синий, окислы Co и V — в зеленый, окислы Fe и Cr — в оранжевый. Характерный цвет и изменение окраски alexandrita могут быть достигнуты добавкой 3% V_2O_5 . Синтетический звездчатый рубин и сапфир создали, контролируя введение TiO_2 в зону роста кристалла, что затем приводит к распаду шестивалентного титана с кристаллизацией рутила по определенным кристаллографическим направлениям в корунде. Синтетический корунд наиболее выгоден для промышленного использования благодаря своей высокой однородности и незначительному коэффициенту трения.

Изумруд получают в автоклавах, в гидротермальных условиях. Синтетические алмазы имеют темную окраску и непригодны для ювелирного дела. Синтезированы также рутил, хризоберилл и турмалин.

Имитации камней часто имеют другой химический состав, чем их природные аналоги, но очень сходный внешний вид, например, природный уваровит напоминает изумруд, а искусственные свинцовые стекла различного цвета имитируют по форме и цвету берилл, жадеит, кварц, топаз, турмалин и даже алмаз, рубин, сапфир и циркон. Кубическая модификация ZrO_2 (фианит) очень похожа на алмаз. Самое большое количество имитаций камней выпускают ЧССР и ФРГ.

ДОБЫЧА ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ. Добыча и потребление драгоценных камней в пределах десятилетнего интервала приблизительно эквивалентны друг другу. Лишь время от времени наступает перепроизводство, которое связано с появлением новых месторождений, обычно в странах, вновь открытых европейцами, например пе-

репроизводство изумрудов из Южной Америки (1565 — 1790 гг.), алмазов из Бразилии (1725 — 1740, 1850 — 1860 гг.) и Южной Африки (1872 — 1889 гг.), рубина и сапфира из Азии (особенно с месторождения Могок в Бирме) и Австралии (1880 — 1910 гг.), турмалина из США (1903 — 1912 гг.). С 1945 г. страны Британского содружества наций поставили на рынок две трети всех драгоценных камней (по их стоимости); другими важными поставщиками драгоценных камней являются Заир, Ангола, Западная Африка, Бразилия (более 1% мирового производства), Бирма, Шри-Ланка, Колумбия, ЧССР, ФРГ, Советский Союз, Таиланд, США. Больше всего камней добывают из россыпей. Для огранки пригодна лишь небольшая часть добываемых драгоценных камней, например всего 4% изумрудов от всего количества, добываемого на месторождении Музо в Колумбии (в битуминозных глинистых сланцах). С античных времен разработка месторождений драгоценных камней находилась в руках правителей, правящих группировок или церкви. Первая добывающая компания была организована для эксплуатации гранатового месторождения около Тршебвилице в Чехии в 1715 г. В некоторых государствах на вывоз камнесамоцветного сырья устанавливается пошлина, которая составляет обычно до 20—30% стоимости камней. Пошлина на ввоз колеблется в широких пределах от 10 до 100% стоимости. Большинство драгоценных камней проходит (даже по несколько раз) через торговые центры в Лондоне, Бомбее, Нью-Йорке и Париже. Драгоценные камни выдающегося качества или исторически ценные продаются на аукционах. Масса камней оценивается в каратах (0,2 г). Борт продается на килограммы. Алмаз считался самым драгоценным камнем с 26 до 1500 г., после чего его опередил рубин с тем, чтобы после 1871 г. уступить место изумруду.

Огранка драгоценных камней (за исключением алмазов) была известна в Индии уже около 2000 лет назад, затем это искусство проникло в Рим (берилл). Огранка алмаза началась в XV в. В 1928 г. в мире было более 35 тыс. бриллиантов (ограненных алмазов). Огранка и полировка драгоценных камней усиливает их блеск и игру. Наиболее эффектна бриллиантовая огранка (используется с 1660 г.), к другим типам огранки относятся: багетка, маркиза, ступенчатая, изумрудная и т.д. Осторожно нагревая, можно изменить цвет драгоценного камня, например зеленый берилл на голубой, желтый топаз на розовый или бесцветный. Цвет можно также изменить путем рентгеновского облучения.

НАЗВАНИЯ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ. Названия драгоценных камней являются одними из самых древних в минеральном царстве: агат получил свое название по реке Акате в

Сицилии или по имени друга и оруженосца Энея — Ахатоса; халцедон — по названию города Халкедон в Малой Азии; яшма происходит от акадского «яшупи», а оникс — от греческого «оникс» — ноготь, коготь; аквамарин от латинского «aqua marina» — морская вода; гранат от латинского «granum» — зерно; альмандин — искаженное название города Алабанда в Малой Азии; пироп от греческого «пиропос» — огненный; сапфир от древнееврейского «сапфир»; рубин от латинского «rubens» — темно-красный; горный хрусталь от греческого «криос, кристаллос» — лед; аметист от греческого «аметистом» — непьющий; лазурит от персидского «лазвард» — синий, а затем арабского «лазавард» — ляпис-лазурь; опал от санскритского «упалас» — драгоценный камень; шпинель — происхождение неизвестно, первым использовал Бётиос де Бут в 1647 г., топаз — вероятно, от санскритского «тапас» — огонь; турмалин — от французского названия Шри-Ланки; малахит от греческого «маляхе» — мальва.

6.13. ГРАФИТ

Термин «графит» впервые был использован Вернером в 1780 г., он происходит от греческого слова «графейн» — писать, поскольку использовался в производстве карандашей.

Графит (табл. 15) известен в изверженных, осадочных, метаморфических породах и Ni — Fe-метеоритах. Графит- α представляет собой гексагональную (дигексагонально-бипирамидальную) модификацию углерода низкого давления (графит- α' — ромбоэдрический). В плоской сетке его кристаллической решетки атомы расположены по правильной гексагональной системе с расстоянием между ними 0,142 нм и связаны прочными гомеополлярными связями. Расстояние между плоскими структурными сетками равно 0,34 нм, связь между ними непрочная молекулярная, силами Ван-дер-Ваальса; все это объясняет весьма совершенную спайность в базальной плоскости, низкую (равную 1) твердость вдоль нее, высокую (до 5,5) под прямым углом к ней и низкий коэффициент трения. Этими особенностями кристаллического строения объясняется высокая пластичность графита, которая проявляется при тектонических подвижках. Электропроводность графита связана с наличием свободных электронов в решетке, которая в какой-то мере по связям близка к металлоидам. Сходство с металлами проявляется в металлическом блеске и непрозрачности графита (его чешуйки прозрачны только при толщине 0,001 мм). Графит весьма устойчив при выветривании, а в кислотах растворяется только в присутствии сильных окис-

лителей (например, $\text{KClO}_3 + \text{HNO}_3 + \text{графит} = \text{бурокрашенная так называемая графитовая кислота}$).

По структуре графит подразделяется на кристаллический, или чешуйчатый (чешуйки толщиной 0,1— n мм), микрокристаллический, или массивный (зерна 0,001—0,1 мм), и криптокристаллический, который первоначально называли аморфным (зерна меньше 0,001 мм, обычно даже меньше 0,0001 мм). Последняя из упомянутых разновидностей графита может быть получена также в электрических печах при нагревании угля или нефтяного кокса до 2800 °С. Искусственный графит используется для электродов в электропечах и для изготовления анодов, используемых в производстве Cl_2 и каустической соды.

Отличить графит от сходного с ним молибденита можно прокаливанием — молибденит выделяет SO_2 . Кристаллический графит из пород получают обогащением при его концентрации не меньше 3%; для извлечения массивного и криптокристаллического графита его содержание в породе должно быть не меньше 10%.

ПРИМЕНЕНИЕ ГРАФИТА. Смесь графита с глиной идет на изготовление тиглей и реторт, применяемых для плавления в них цветных металлов и сплавов, преимущественно латуни, алюминия и титана. При этом содержание углерода в графите должно быть не менее 85—87% (графитовые тигли с Мадагаскара выдерживают 30—150 плавов). Очищенный графит используется в качестве смазки (содержание С = 95%). Такие смазки используют там, где непригодно масло (например, текстильные машины) или где смазка подвергается нагреву до высокой температуры. Одно из новейших применений графита — замедлитель в ядерном реакторе и материал для изготовления деталей ракет, как вещество, устойчивое при высоких температурах. Графит с содержанием 97—98% С незаменим для изготовления щеток электромоторов, особенно подходит для них кусковой графит из Шри-Ланки; он смешивается с глиной, керосином, коксом или каменноугольным дегтем.

Чешуйчатый или массивный графит с содержанием 40—70% С в смеси с тальком, глиной, песком или слюдой идет для футеровки литейных форм, при этом графит не должен содержать сульфидов. То же требование предъявляется к графитам в красках и пигментах. В сухих батареях графит (по меньшей мере 85% С) добавляется к MnO_2 для того, чтобы увеличить электропроводность (очень вредны в этом графите примеси Cu, Fe и Ni). В карандашах, для того чтобы увеличить их твердость, к графиту (массивному или чешуйчатому) добавляется глина. Чертежная тушь представляет собой коллоидный раствор графита, сажи и клея. Тонкий графитовый по-

рошок является главным компонентом покрытия копировальной бумаги. При науглероживании стали используется углерод в виде графита. Среди прочих применений графита следует упомянуть использование его в электрогальванопокрытиях, в изготовлении сапужной ваксы и резины.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАФИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. Графитовые месторождения подразделяются на 1) раннемагматические (табл. 8, генетический тип 3); 2) контактово-метасоматические (табл. 8, генетический тип 17); 3) жильобразные (табл. 8, генетический тип 28); 4) метаморфогенные: а) метаморфические (табл. 8, генетический тип 47) и б) метаморфизованные (табл. 8, генетический тип 51); 5) остаточные (табл. 8, генетический тип 65). Для генетических типов 1, 2, 3, 4а предполагается транспортировка и концентрирование углерода в форме CO и CO_2 в различных обстановках. Графит образуется при восстановлении этих окислов водородом при температуре ниже 650°C . Объяснить происхождение месторождений генетического типа 4б проще, поскольку они формируются за счет перекристаллизации аморфного углерода при повышенных температурах и давлении. Чешуйчатый графит образуется на месторождениях всех типов, за исключением контактово-метасоматических, для которых типичен массивный графит. Оба типа графита совместно встречаются в месторождениях типа 1 и 4б. Углерод месторождений всех типов имеет преимущественно органическое происхождение.

1. Раннемагматические графитовые месторождения редки (см. разд. 2.1), но они характеризуются сырьем высокого качества.

Представителем этого типа является Ботогольское месторождение в Восточном Саяне, СССР. Щелочные и нефелиновые сиениты и микроклиновые граниты интрузируют в додевонские и протерозойские слюдяные сланцы, гнейсы, кварциты и мраморы. Штоки и гнезда графита размером от нескольких кубометров до $50 \times 35 \times 80$ м (Жорнельевский шток) имеют в горизонтальном сечении эллиптическую или круглую форму. Они локализируются в нефелиновых сиенитах и на контакте их с мраморами. Массивный графит содержит до 30% полевого шпата, пироксена, нефелина, канкринита, кальцита и других минералов. Меньше распространен соматидный (в том числе «древовидный») графит с зольностью всего лишь 2—3%. Чешуйчатый графит образует прожилки в массивном графите. Содержание углерода колеблется в нем между 60 и 98%. В графите, содержащем включения силикатов, содержание С находится в пределах 30—60%, а в графитизированных сиенитах и мраморах — лишь 2—30%. Они обогащаются легче, чем богатые ру-

РИС. 47. Разрез Корнельевского штока Бото-гольского месторождения графита (по Орешки-ну, см. [179]). 1 — нефелиновый сиенит; 2 — пироксен-нефелиновая порода; 3 — мрамор; 4 — графит.

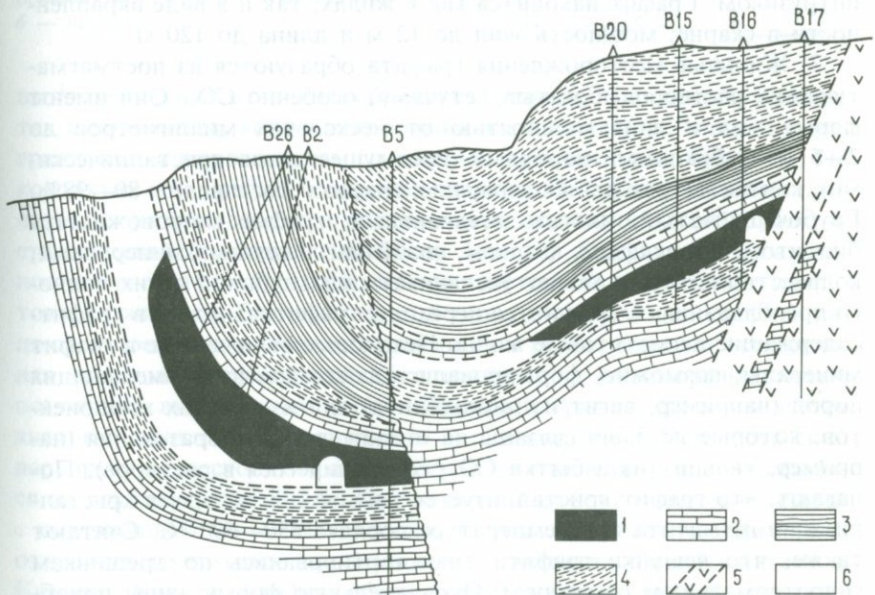
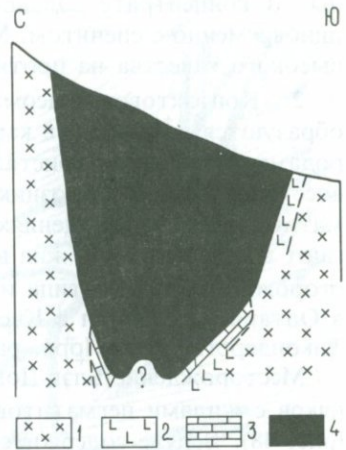


РИС. 48. Разрез контактово-метасоматического графитового месторождения Блэк-Доналд (по Хьюитту, см. [86]). 1 — графит; 2 — известняк местами скарнированный; 3 — кремнистый известняк; 4 — чередование силикатных и карбонатных пород; 5 — аплит и пегматит; 6 — отработанная часть месторождения.

ды. В концентрате зольность меньше. Графит кристаллизовался одновременно с сиенитом. Месторождение дало 130 тыс. т графита высокого качества на протяжении 100 лет.

2. Контактново-метасоматические (скарновые) месторождения образуются на контакте карбонатных пород с plutonicкими породами путем либо кристаллизации органического углерода, либо восстановления CO_2 , возникшего при диссоциации, как в раннемагматических месторождениях. Графит грубочешуйчатый. Руды залегают в виде штоков и жил в кальциево-магнезиальных скарнах. Месторождения такого типа известны только в Канаде (Блэк-Доналд в Онтарио, Гренвилл в Квебеке) и в США (в серии Гренвилл близ Тикондероги, Нью-Йорк, разрабатывалось в 1850—1900 гг.).

Месторождение Блэк-Доналд образовалось на контакте известняков с жилами пегматитов и аплитов; разрабатывается с 1954 г. (рис. 48). В руде содержится до 65% графита, среднее содержание 25%.

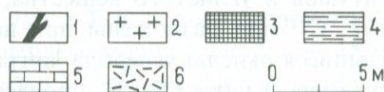
Графитовое месторождение около Гренвилла локализуется в скарнированных известняках на контакте залегающим в глубине интрузивом. Графит находится как в жилах, так и в виде вкрапленности в скарне; мощность жил до 12 м и длина до 120 м.

3. Жильные месторождения графита образуются из постмагматических растворов, богатых летучими, особенно CO_2 . Они имеют форму жил и линз мощностью от нескольких миллиметров до 2—5 м. С боковыми породами (преимущественно кристаллическими) контакты резкие. Содержание графита составляет 80—98%. Грубочешуйчатый, иногда эвгедральный, графит сопровождается биотитом, ортоклазом, кварцем, апатитом и другими минералами, количество которых может увеличиваться с глубиной до их полного преобладания. Отмечаются переходы графитовых жил в графит-содержащие пегматитовые жилы. Некоторые включенные в графит минералы, возможно, формировались из компонентов вмещающих пород (например, авгит из пироксенита) или из летучих компонентов, которые не были связаны на стадии графитообразования (например, кальцит из избытка CO_2 , содержащегося в растворе). Полагают, что графит кристаллизуется раньше или во время кристаллизации пегматита при температуре порядка 650—600 °С. Считают также, что чешуйки графита транспортировались по трещинкам гидротермальным раствором. Окончательную форму жилы приобрели в результате тектонических движений.

Крупнейшие залежи этого типа разрабатываются с 1834 г. в Шри-Ланке (провинция Северная, Западная и Сабарагамува). Графит залегает в форме жил, штоков, карманов, линз и других



РИС. 49. Схематический разрез графитовой жилы, Шри-Ланка (по Вадиа, см. [8]). 1 — графит; 2 — пегматит; 3 — пироксенит; 4 — гнейс; 5 — метадоломит; 6 — латерит.



выполнений пустот в докембрийских гнейсах, гранулитах, кварцитах и доломитах, которые прорваны жилами кварца, пегматитами, гранитами и пироксенитами в каледонскую орогению (рис. 49). На контактах жил графит поперечно-волокнистый, а внутри в нем проявляется разлистование и пластинчатая отдельность; он крупнокристаллический (кристаллы до 20 см длиной). Графитовая вкрапленность в гнейсах не промышленная и генетически не связана с графитовыми жилами. Согласно другой гипотезе [49], жилы графита являются продуктом перекристаллизации и переотложения (латеральная секреция) метаморфического графита из метаморфизованных осадочных вмещающих пород. Жильный графит сопровождается кварцем, кальцитом, пиритом и халькопиритом. Мощность жил варьирует от нескольких сантиметров до 6 м. Они разрабатываются на глубину более 300 м. Путем ручной отборки получают сырье с содержанием 90—95% углерода. К тому же генетическому типу относится графитовое проявление в пегматитах близ Бакингема в Квебеке, Канада. Графит образует жилы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров вдоль контактов пегматитов; изредка он проникает во вмещающие породы. Первое разрабатываемое месторождение графита в Новом Свете — Стербридж, Массачусетс, США (карьер открыт вскоре после 1640 г.), — отно-

сится к жильному типу, так же как и самое крупное современное месторождение в Диллоне, Монтана, США. Оно имеет форму штокверка в метадоломитах, гнейсах и пегматитах. Аналогичные месторождения разрабатываются в Индии (Мадрас), на Мадагаскаре, в Бразилии, КНДР и Японии (Сеннотани, префектура Тояма).

4. Метаморфогенные месторождения могут образоваться либо путем концентрации и кристаллизации углерода в процессе метаморфизма, обычно носящего региональный характер (а — метаморфические месторождения), либо *in situ* при перекристаллизации углеродистого вещества, присутствующего в породе (б — метаморфизованные месторождения).

4а. Метаморфические месторождения графита залегают в виде прослоев и линз, обогащенных графитом (до 30% С), среди кристаллических сланцев (гнейсов, мрамора, кварцитов), содержащих рассеянные чешуйки графита (например, 1—2% С). Углерод присутствовал в первичных осадках в виде органических остатков или битумов и углистого вещества, которые при температуре порядка 650 °С были разложены при воздействии водяного пара. Образовавшиеся окислы углерода мигрировали, и, после того как температура упала ниже 650 °С, произошла реакция с водородом, в результате чего возникли графит и вода. Эта гипотеза доказывается существованием белых мраморов с углеродом, сконцентрированным в виде чешуек графита. Эти мраморы образовались из серых битуминозных известняков, в которых углерод первоначально находился в равномерно рассеянном виде.

Метаморфический графит известен в архее Украинского щита, СССР. Кристаллические сланцы содержат, как правило, графит в количестве не более 1%, но продуктивные серии биотит-серицитовых и хлоритовых гнейсов содержат по меньшей мере 3% графита и максимально 15%. Продуктивные серии имеют мощность 15—250 м и протягиваются до 3 км. Графит добывают из выветрелых остаточно обогащенных графитом коренных выходов гнейсов в СССР (Завальевское и другие сходные месторождения на реке Ингулец в районе Кривого Рога вдоль северо-западного побережья Азовского моря, на восточном склоне Урала и в Приморье) и на Мадагаскаре.

4б. Метаморфизованные графитовые месторождения формируются а) при контактовом метаморфизме или б) при региональном метаморфизме осадков, содержащих органические остатки и битуминозное или углистое вещество. Понятно, что наиболее богатые графитовые месторождения (массивные руды с 60—95% углерода) будут образовываться при метаморфизме богатых углеродом осад-

ков, а именно угля. Примеси составляют пирит, кальцит, апатит, рутил и другие минералы.

а) Недалеко от Ла-Колорада, штат Сонора, Мексика, с 1891 г. добывают массивный мягкий графит, из шести контактово-метаморфизованных пропластков триасовых углей толщиной от 0,3 до 8 м; местами графит содержит несогласно залегающие в нем линзы песчаника (0,2 м мощностью и 2 м длиной), которые очень похожи на ниже- и вышележащие породы. С удалением от контакта с гранитными апофизами графит сменяется постепенно коксом, антрацитом и углем. Сырой графит содержит 80—85% С, а при ручной разборке можно получить концентрат с 95% С. В результате новейших изысканий в том же районе близ Морадильяс были обнаружены настоящие графитовые жилы гидротермального происхождения, которые диагонально пересекают слоистую толщу. На этом месторождении доказательств в пользу происхождения графита при контактовом метаморфизме углистых пропластков не найдено.

В СССР месторождения этого типа разрабатываются в Нижнетунгусской депрессии, в западной части Тунгусского угольного бассейна. Пермский продуктивный комплекс мощностью 250 — 1500 м состоит из песчаников, чередующихся с глинами, глинистыми сланцами, с пропластками углей. Эти породы интродированы диабазовыми дайками и силлами, на контактах которых возникли роговики, адинолы, антрацит, кокс и графит. Из трех графитовых пластов Ногинского месторождения (рис. 50), которое относится к основанию продуктивной серии, только нижний, мощностью 0,8—4,3 м, является промышленным. Мощность других двух слоев составляет лишь 0,5 м. Эти пропластки нигде не приходят в соприкосновение с диабазом, которые залегают на несколько метров

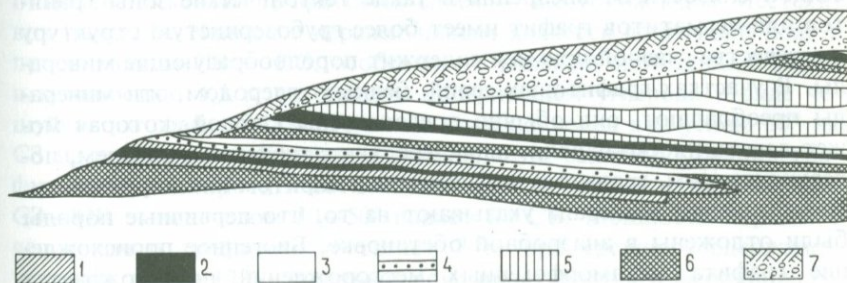


РИС. 50. Разрез Ногинского контактово-метасоматического графитового месторождения (по Солоненко, см. [179]). 1 — адинолы; 2 — графит; 3 — песчаник; 4 — кварцит и брекчия; 5 — глинистый сланец; 6 — диабаз; 7 — породы кровли.

или дециметров глубже. Самый высококачественный графит разделяется на гексагональные призмы (3—4 см в поперечнике и 15—20 см высотой), перпендикулярные стратификации. Полосчатый графит содержит больше зольного остатка. Среднее содержание углерода составляет 85,5%.

Месторождения близ Трибена и Кайзерберга в Австрии образовались при изменении пяти верхнекаменноугольных пропластков угля мощностью до 5 м (55—80% С). Такого же типа месторождения есть в Италии и Южной Корее.

б) Регионально-метаморфизованные графитовые месторождения развиваются путем превращения богатых углеродом прослоев (2—60% С) среди глинистых сланцев, известняков или песчаников (содержащих 0,п — 2% С) с органическими остатками, битуминозным или углистым веществом. После метаморфизма такие породы превращаются в графитовые филлиты, слюдястые кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы или кварциты. Динамический метаморфизм оказывает положительное влияние на перекристаллизацию аморфного углерода в графит. Если тектонический стресс сохраняется после кристаллизации графита, то последний может быть выжат в тончайшие прожилки (приблизительно до нескольких миллиметров), которые тут же, в непосредственной близости, могут раздвигаться до многометровых мощных линзовидных тел. Благодаря своей спайности, мягкости, пластичности и низкому коэффициенту трения графит действует в качестве «смазки» в верхних частях земной коры. Там, где проявляются тангенциальные нагрузки, тектонические движения происходят предпочтительно вдоль графитовых прослоев. Почти все графитовые месторождения в кристаллическом фундаменте имеют поэтому причудливые формы тектонитов в виде линз и других крупномасштабных структур. В непосредственной близости от внедрений в такие тектонические зоны гранитов или пегматитов графит имеет более грубозернистую структуру и в качестве главной примеси содержит порообразующие минералы. В участках графитовых серий, бедных углеродом, эти минералы преобладают, они обычно представлены слюдой, которая может давать плоско-параллельные сростки с графитом, кварцем, полевым шпатом, гранатом, магнетитом и пиритом или пирротинном. Два последних минерала указывают на то, что первичные породы были отложены в анаэробной обстановке. Биогенное происхождение графита метаморфогенных месторождений подтверждается присутствием S, V и P, а также изотопным составом углерода (как это было показано Кропотовой и др. [100] для месторождений СССР и ЧССР).

К этому же генетическому типу принадлежат месторождения Чешского массива, которые в 1925—1928 гг. были главным источником графита в мире [111].

Графитовые слои в южной Чехии относятся к группе Варид в Молданубской зоне. Это обогащенные графитом гнейсы, кварциты или карбонаты, сопровождаемые амфиболитами, кальциево-силикатными роговиками и т.п. Группа Варид окружена породами Монотонной группы, состоящей в основном из сланцеватых биотитовых парагнейсов с силлиманитом, а также иногда с большим количеством граната, обычно поблизости от графитовых слоев. У поверхности вся зона вокруг графитовых тел почти всегда сильно разрушена. На поверхности остаточный материал выветривания подвергается солифлюкции. Темные слои выветрелой оторочки часто распространяются вниз по склону на расстояние до 20 м ниже обнажения залежи [95].

Графитовые слои сильно гофрированы, а выполнения часто бывают «перемешаны». Пережимы и раздувы придают слоям четко-образную форму, часто причудливую. Слои чешуйчатого графита иногда с одной стороны окаймлены тончайшими жилками микрокристаллического графита — милонита (изредка с обеих сторон). Ядра линз обычно самого высокого качества; в них отмечается как самое высокое содержание углерода, так и наиболее совершенная чешуйчатость. Однако и в них могут содержаться небольшие прослойки пустой породы или вмятые «плавающие» блоки пород.

Редко графитовый слой обнаруживается в единственном числе. Часто выше и ниже находятся другие пласты и пропластки графита, различающиеся по содержанию графита и минеральному составу.

В северо-западных предместьях Чески-Крумлова недавно было открыто несколько графитовых слоев — месторождение Месткиврх (рис. 51). Наиболее перспективным является восточный пояс с простиранием СВ — ЮЗ, особенно его главный слой длиной 280 м и мощностью 4,5 м со средним содержанием углерода в виде чешуйчатого графита 18%. Главный слой наклонен под углом 30° на СЗ и, вероятно, составляет изоклинальную складку. Средний графитовый пояс протягивается более чем на 300 м в направлении СЗ—ЮВ и под углом 30—50° падает на СВ. Мощность породы с чешуйчатым графитом достигает 7 м при среднем содержании углерода около 12%. Западный пояс простирается в меридиональном направлении и падает под углом 30—60° на запад. Он очень невыдержан, и руда с тонкочешуйчатым графитом имеет более низкое качество.

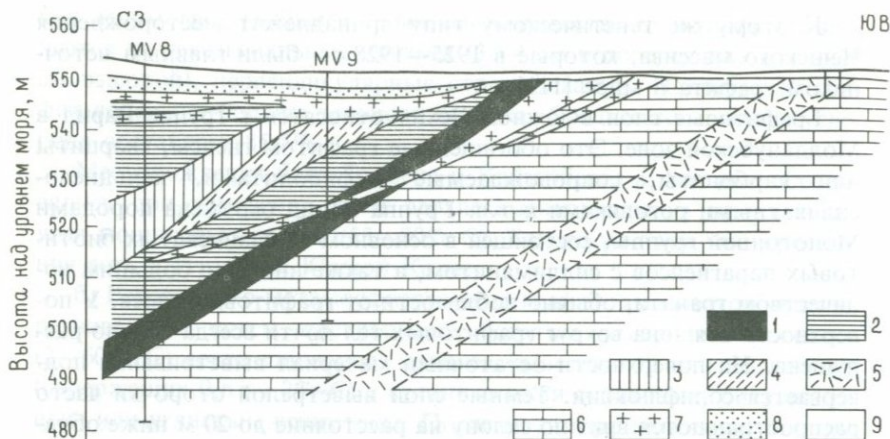


РИС. 51. Разрез нового месторождения графита Местски-врх, Чески-Крумлов, Чехия (по Тичи, см. [111]). 1 — графит; 2 — биотитовый гнейс; 3 — эрлан (кальциево-силикатная порода); 4 — эрлан-гнейс; 5 — амфиболит; 6 — кристаллический известняк; 7 — лейкократовый гранит-аплит; 8 — кора выветривания гнейсов; 9 — суглинок.

Графитовые месторождения Моравии (в центральной Чехословакии) представлены обогащенными графитом глинистыми сланцами. В районе купола Вельке-Врбно типичным является месторождение Вельке-Врбно — Константин. Оно представляет собой часть графитового пояса на западном крыле купола Вельке-Врбно. Слои микрокристаллического графита залегают в сложной синклиальной структуре с крыльями, падающими на запад. Западное крыло наклонено круто, примерно под углом 50° , а восточное имеет пологое падение. В связи с таким залеганием полагают, что месторождение выклинивается на глубине 50—70 м. Мощность залежи колеблется от 2 до 6 м при среднем содержании углерода в форме микрокристаллического графита 39%. Месторождение разрабатывают карьером.

Такого же типа месторождения имеются в США в штатах: Нью-Йорк (кремнистые гнейсы с 4—7% графита; разрабатывались в 1800—1920 гг.), Пенсильвания (близ Фениксвилла, гнейсы с 1,5% чешуйчатого графита, выветрелые до глубины 40 м), Алабама (сланцевые кристаллические сланцы с 1—5% чешуйчатого графита в форме линз мощностью 7—30 м в поясе протяженностью 90 км и шириной 1—3 км, выветрелые до глубины 30 м) и Техас (графит в слюдяных кристаллических сланцах и слюдяных кварцитах). В Норвегии на острове Сенья разрабатываются слюдяные сланцы с содержанием графита 25—30%. Близ Пассау в ФРГ графит был из-

вестен еще первобытному человеку. Месторождение Кропфмюль, расположенное в серии мраморов и кордиеритовых гнейсов, состоит из двадцати смятых в складки графитовых слоев мощностью 0,3—1,5 м каждый и с содержанием углерода 10—30%; оно разрабатывается. Эта толща имеет общую мощность 150 м и выветрена на глубину 60—75 м, что отчасти связано с присутствием в ее составе пирита. Обогащенный графит с содержанием 92—95% C идет для изготовления тиглей, а с 96—98% C — для производства карандашей. В Нижней Австрии близ Мюльдорфа в молданубских мраморах и гнейсах имеется прослой графита мощностью 2—40 м. Подобная залежь разрабатывается карьером близ Дрозендорфа на границе с Моравией, ее мощность 50 м.

Вероятно, самые крупные месторождения чешуйчатого графита находятся на Мадагаскаре (чешуйки до 3 мм в диаметре). Они приурочены к поясу гнейсов и слюдястых сланцев протяженностью 640 км и разрабатываются с 1908 г. (преимущественно месторождения Таматаве и Маровинци). Их мощность колеблется от 3 до 30 м, содержание углерода достигает 4—11%. Эксплуатируется преимущественно верхняя часть залежей, затронутая тропическим выветриванием и вследствие этого остаточной обогащенной графитом (+ гранат, корунд, турмалин и магнетит) (табл. 8, генетический тип 5 и генетический тип 65).

На месторождении Итапесерика, штат Минас-Жерайс, Бразилия, получают сырье с содержанием графита 20—25%, из которого после флотации выходит концентрат с содержанием 99% графита. В Китае месторождения графита находятся преимущественно в северной части страны (например, Лин-Мяо в Хэйлунцзяне, северо-восточный Китай).

Поиски, РАЗВЕДКА, ЭКСПЛУАТАЦИЯ И ОБОГАЩЕНИЕ ГРАФИТА. Первым критерием в поиске графита является черная окраска остаточных материалов над месторождением, которые проявляются черными пятнами на свежевспаханной земле и черными суглинками кротовых кочек. Район месторождения картируется с помощью ударно-канатного бурения. Из геофизических методов для месторождений, расположенных не глубже 50 м, пригоден метод самопроизвольной поляризации в сочетании с электропрофилированием. При благоприятных условиях электропрофилирование можно заметить электромагнитными методами Слингграма или длинноволновым. Некоторые выходы графитовых руд радиоактивны. Графитовые слои в метаморфизованных осадочных породах геохимически проявляются положительной аномалией содержания ванадия и никеля и отрицательной аномалией бора [182].

Даже на склонах умеренной крутизны слои графита проявляют себя изгибом волочения и солифлюкцией. Поэтому целесообразно вместо канав использовать шурфы 10—15-метровой глубины. Только таким образом можно отобрать технологические пробы, пригодные для определения качества и промышленного значения графита. Определяются прочностные свойства выше- и нижезалегающих пород, их водонасыщенность и другие параметры месторождения. Применение съемной грунтоноски обеспечивает наилучший выход керна. Для чешуйчатого графита лабораторными методами определяют процентное содержание чешуек, распределение размеров чешуек по категориям, их толщину, чистоту, сопротивление, прилипаемость примесей к их поверхности и т.д. Запасы по категории C_2 подсчитываются с использованием данных бурения и проходки шурфов, которые располагаются через 50 м друг от друга по простиранию и падению. По категории C_1 и в исключительных случаях В подсчет запасов ведется в том случае, когда пройдены штольни с рассечками через каждые 25 м для определения мощности руд с вертикальным интервалом между разведочными горизонтами в 25—30 м.

При открытой разработке графит берется одноковшовым экскаватором и иногда гидромониторами, а при подземной — используют кулисообразные уступы. Затем графит обогащается. В ряде стран все еще существует ручная отборка, при этом он осторожно дробится, чтобы не нарушить чешуйки, мелется и отмывается; изредка используется воздушное обогащение, отсев и высушивание, например, во вращающихся печах. Обогащенный чешуйчатый графит оценивается в соответствии с содержанием в нем углерода, размером чешуек, распределением их по фракциям и содержанием

ТАБЛИЦА 26. Производство графита (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
КНР	30,0	40,0	50,0	50,0	60,0	80,0	100,0	100,0
Южная Корея	43,6	104,8	47,2	41,7	66,0	56,3	56,7	60,6
Индия	22,7	23,1	18,9	38,3	48,5	63,8	50,9	48,8
Мексика	65,4	62,5	60,8	60,3	58,4	52,3	50,9	44,5
Австрия	17,2	29,5	30,6	33,1	35,3	40,5	40,5	36,7
КНДР	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	25,0	25,0
Мадагаскар	14,0	17,3	17,8	17,4	15,7	16,6	14,2	12,3
ЧССР	25,0	39,0	45,1	33,8	49,2	46,4	51,0	51,0
ФРГ	18,6	19,4	23,5	19,1	16,7	12,8	7,3	7,2

примесей. Высококачественный графит содержит более 85% углерода и имеет размер чешуек более 0,1 мм. Химической обработкой достигается содержание С от 92 до 99,5% и более (табл. 26).

6.14. МАГНЕЗИТ

Название произошло от греческого «магнисия литос», что значит «камень из Магнисии» (полуостров в Греции).

Магнезит является самым важным минералом магния. Он встречается в виде кристаллической и криптокристаллической (массивной, «аморфной») разновидностей. Обычными примесями в нем являются CaCO_3 , FeCO_3 , MnCO_3 , Al_2O_3 и SiO_2 . Диаметр иона Са на 36% больше, чем диаметр иона Mg, поэтому они не замещают друг друга изоморфно. Радиусы ионов Mg и Fe различаются только на 6%, и они могут замещать друг друга, составляя изоморфный ряд от магнезита через брейнерит (от 5 до 30% FeCO_3) до сидерита, а также ряд от доломита до $\text{CaCO}_3 \cdot \text{FeCO}_3$. Вследствие изоморфной несмесимости на месторождениях магнезита кальцит и доломит находятся как механические примеси.

Кристаллический магнезит характеризуется размером зерен от 0,1 до 10 мм и массивной, радиально-лучистой, полосчатой или пинолитовой текстурой (от итальянского слова *pinole* — сосновая шишка). Последний термин применяется в тех случаях, когда зерна карбоната рассеяны в темной массе графита, хлорита, серицита и других минералов. Размер зерен магнезита обратно пропорционален доле органического вещества (графитоподобное после метаморфизма). Такие соотношения можно, например, наблюдать на месторождении Бурда в Чехословакии.

Массивный магнезит с размером зерен от 0,004 до 0,1 мм имеет раковистый излом, напоминающий излом фарфора, и колломорфные почковидные и гроздьевидные формы выделения.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАГНЕЗИТА. Обожженный магнезитовый клинкер (MgO с небольшой примесью CO_2) получают как из кристаллического, так и массивного магнезита. Он обладает гидравлическими свойствами и в смеси с MgCl_2 используется как цемент Сореля для специальных кровельных материалов (иногда с добавлением древесных отходов), устойчивых к воздействию кислот и масел и легко режущихся (табл. 27). Он идет также для получения огнеупорных веществ и изоляторов в химическую промышленность, для производства бумаги и искусственного шелка, а также как цемент абразива в шлифовальных кругах. Намертво обожженный магнезит — периклаз, имеет точку плавления 2800 °С. В процессе обжига при-

ТАБЛИЦА 27/1. Химические, физические и технологические свойства минералов магнезия и пирофиллита

Минерал	Химический состав	Технологические или минеральные типы	Физические свойства			прочие свойства	Переработка
			твердость	плотность	цвет		
Магнезит	$MgCO_3$ (47,7% MgO; 52,3% CO_2)	Кристаллический	3,5—4	3,02	Белый Серый	Дифенилкарбазидом окрашивается в розовый цвет	1. Нагревание до 700—1000 °C 2. Нагревание до 1450—1750 °C
		Массивный	3,5—5	2,9—3	Белый Серый		
Брусит	$Mg(OH)_2$ (69,1% MgO; 30,9% H_2O)		2,5	2,4	Голубовато-серый, зеленовато-серый		Обжиг
Тальк	$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$ (31,7% MgO; 63,5% SiO_2 ; 4,8% H_2O)	Чешуйчатый	1—1,5	2,75	Зеленовато-белый	Непроводящий, химически инертный	Используется прямо или после обжига
		Массивный	1—2				
		Мыльный камень (тальк, хлорит, карбонат)	1—3,5	Зеленый	Плавится при 1350—1400 °C		
Сепиолит	$Mg_3(Si_4O_{11})H_2O \times nH_2O$, $Mg_2Si_3O_8 \times 2H_2O$		2—2,5	2	Белый с оттенками		Резка на блоки, обработка сверлением, токарная
Пирофиллит	$Al_2(Si_4O_{10})(OH)_2$ (28,3% Al_2O_3 ; 66,7% SiO_2 ; 5% H_2O)	Чешуйчатый или массивный	1—2	2,8—2,9	Белый		

ТАБЛИЦА 27/2.

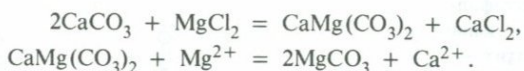
Минерал	Физико-химические изменения при переработке	Продукт	Технологические требования	Использование
Магнезит	1. Термическая диссоциация	Каустический (обожженный) магнезит $MgO + 10\%CO_2$	Минимально 43% MgO Максимально 4,5% CaO	Каустический магнезит: цемент Сореля (молотый $MgO + MgCl_2$) для штукатурных работ
	2. Образование периклаза	Намертво обожженный магнезит (MgO)	Минимально 43% MgO Максимально 2,5% CaO и 2% SiO_2	Намертво обожженный магнезит: огнеупоры для черной и медной металлургии и цементных печей
Брусит	Потеря H_2O			См. разд. «Использование магнезита» в тексте
Тальк	Теряет гидроксил при 900 °С (850—1050 °С) Плавление при 1530 °С; начальный продукт в ряду антофиллит — клиноэнстатит — форстерит (точка плавления 1800 °С)	При 800—840 °С энстатит + опал, при 1270 °С клиноэнстатит + кристобалит	Максимально 1,5% ($FeO + Fe_2O_3$) и 4% Al_2O_3	Высококачественные изоляторы, наполнитель бумаги и резины Огнеупорный кирпич
Сепиолит	Теряет гидроксил около 500 °С			Заменитель мыла; наполнитель зубных паст; трубки курительные
Пирофиллит				См. тальк

меси в магнезите реагируют с образованием новых минералов типа форстерита, монтчеллита, шпинелидов. Качество получаемого продукта пропорционально содержанию в нем периклаза. Периклаз в чистом виде или с примесями SiO_2 (идет на образование форстерита) или Cr_2O_3 используется для производства огнеупорных кирпичей, которые идут на футеровку металлургических печей и конвертеров, цементных обжиговых печей и в установки по производству серной кислоты.

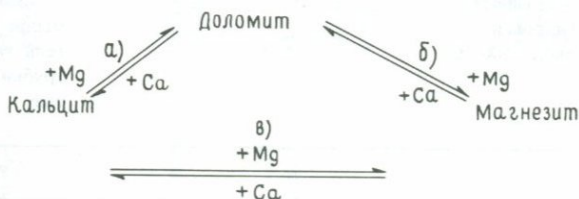
Кроме того, магнезит находит применение в производстве металлического магния, в фармацевтической и керамической промышленности, в производстве резины и сахара.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. Месторождения магнезита связаны с магнезиальными породами, в первую очередь доломитами и серпентинитами. Кристаллический магнезит может образоваться при (1) гидротермальном привносе Mg в карбонатные породы (табл. 8, генетический тип 36). «Аморфный» магнезит формируется при поступлении CO_2 в серпентиниты как (2) из гидротермального источника (табл. 8, генетический тип 38), так и (3) экзогенно-инфильтрационного происхождения (табл. 8, генетический тип 63). Магнезит может иметь также (4) осадочное происхождение (табл. 8, генетический тип 94). Кроме того его добывают из (5) морской воды (табл. 8, генетический тип 102) и (6) рассолов (генетический тип 101).

1. Кристаллический магнезит образуется путем гидротермально-метасоматического замещения доломита, известняка или глинистого (песчанистого, графитистого) сланца древних формаций (Пиренеи, Восточные Альпы, Карпаты, Урал) под воздействием орогенных или магматических процессов в соответствии, например, со следующими уравнениями [5]:



Схематически это выглядит так:



Реакция *a* идет при температуре 100 °С. Одновременно реакции *a* и *b* имеют место при 150 °С (с образованием смеси доломита и магнезита). Реакция *b* идет при 200 °С, при 100 °С реакция *b* приводит к образованию только 1—2% магнезита, при 150 °С — от 3 до 15% и при 200 °С — до 20 — 35% магнезита и брусита.

Соединения магния переносятся гидротермальными растворами, связанными с кислыми или основными магмами, но сам магний поступает в эти растворы из доломитов, поскольку ювенильные растворы содержат относительно мало магния. Существует также вероятность образования некоторых месторождений метаморфическим путем, при котором имеется избыточная энергия, необходимая для выделения магния и транспортировки растворов. Форма залежей контролируется формой тел замещаемых пород и масштабом метасоматических изменений. Обычно залежи имеют линзообразную и гнездовую форму, иногда с реликтами вмещающих пород. Длина залежей варьирует от сотен до нескольких тысяч метров, а ширина — от десятков до сотен метров. Магнезит, образованный при замещении известняка, не имеет с известняком непосредственных контактов, между ними залегает зона доломита. Самые крупные месторождения этого типа находятся в Штирии, Австрия. Месторождение Вейч, название которого послужило для обозначения всей совокупности месторождений такого генетического и структурного типа, имеет длину 1600 м и ширину 400 м. Оно образовано при замещении каменноугольного известняка. Саткинское месторождение на Урале, СССР, состоит из 14 магнезитовых тел, залегающих в горизонте протерозойских доломитов и известняков. Оно имеет мощность 300—500 м и длину 8000 м (рис. 52). Протяженность отдельных магнезитовых тел до 2000 м. Контакт магнезита с доломитом несогласный, может быть и прямолинейным, и сложным с языкообразными выступами.

Магнезитовые месторождения Словакии приурочены к полосе верхнекаменноугольных (намюр В) доломитов, графитистых филлитов и других пород Гемерикума (Западные Карпаты) на территории между пунктами Подречани и Охтина и близ Кошице (рис. 53). Мощность магнезитовых линз варьирует между 20 и 400 м, площадь — от 5000 до 3,2 млн. м² (месторождение Дубравского массива).

Эти месторождения возникли, как полагают, при частичном или полном метасоматическом замещении тонкозернистых (диагенетических) доломитов, образовавшихся из кораллового ила по периферии биогермных участков коралловых рифов. Однако магнезит образовался и на месте первичных биогерм [167]. Контакт между маг-

СЗ

ЮВ

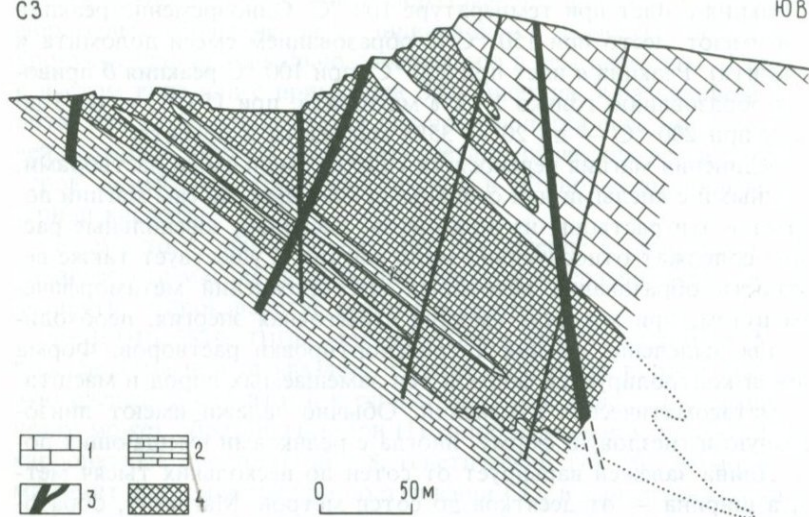


РИС. 52. Разрез метасоматической залежи магнезита на горе Карагай, Саткинское месторождение, Южный Урал, СССР [179]. 1 — серый доломит (протерозой); 2 — черный доломит с прослоями сланцеватого мергелистого доломита; 3 — диабаз; 4 — магнезит.

незитом и грубозернистым (метасоматическим) доломитом языкообразный. Как в тонкозернистых (диагенетических), так и в грубозернистых доломитах число изолированных ромбоэдрических кристаллов магнезита второй генерации увеличивается по направлению к контакту магнезитового тела.

На месторождении Дубравского массива, исследованном наиболее детально (рис. 54), установлены три генерации магнезита (преобладает самая ранняя — первая генерация) и шесть генераций доломита: 1) диагенетический, тонкозернистый; 2) перекристаллизованный, грубозернистый, с которым непосредственно связано образование метасоматического магнезита; 3) жильный, регенерированный; 4) спорадические крупные кристаллы («лошадиные зубы»), заполняющие полости, возникшие вследствие уменьшения объема при замещении доломита магнезитом; 5) гидротермальные жилы с тальком, клинохлором и аксессуарными сульфидами Pb, Zn и Fe в интерстициях; 6) друзовые выполнения. В гипергенных условиях вдоль более молодых разломов формируются охры (по брейнериту), арагонит, кальцит и палыгорскит.

Источником магния может быть магма или доломит, залегающий на глубине, а также магниесодержащие компоненты на фронте

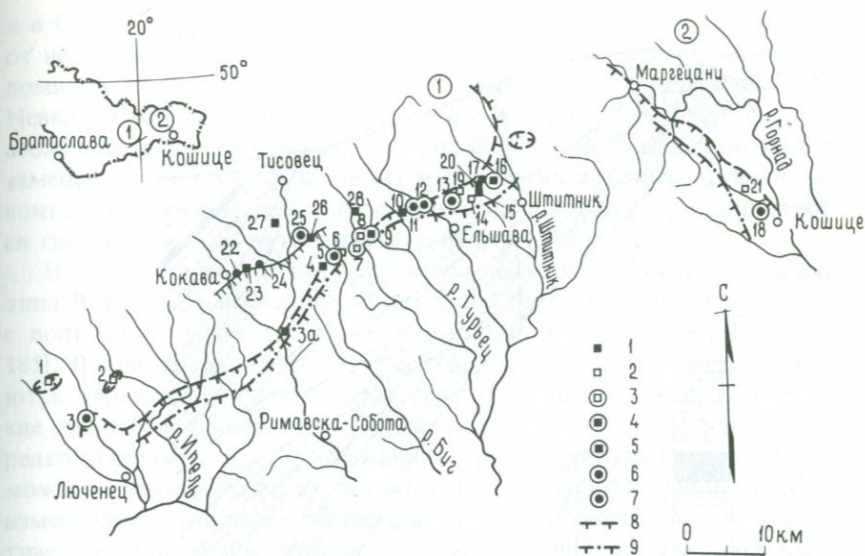


РИС. 53. Обзорная карта магнетитовых месторождений Словакии (по Абони, см. [167]). Незерабатываемые месторождения: 1 — не эксплуатируются, масштабы не известны; 2 — мелкие месторождения (менее 0,1 млн. т); 3 — средние месторождения (0,1—0,5 млн. т); 4 — крупные месторождения (0,5—2,0 млн. т); 5 — очень крупные месторождения (более 2 млн. т). Разрабатываемые месторождения: 6 — крупные; 7 — очень крупные; 8 — тектоническая линия Лубеник — Маргецани; 9 — линия надвига на отложения верхнего карбона (положение тектонической линии на площади 1 — Градок — Железник). Месторождения (цифры на карте): 1 — Ружина (до 1955 г.); 2 — Цинобана; 3 — Подречани (с 1955 г.); 3а — Кошига (магнетит с кварцем); 4 — Брадно; 5 — Бурда (с 1907 г.); 6 — Ратковска-Суха (до 1958 г.); 7 — Плоске (до 1964 г.); 8 — Плоске — Латинак (до 1951 г.); 9 — Сирк (до 1959 г.); 10 — Глинка; 11 — Лубеник (с 1934 г.); 12 — Амаг (с 1934 г.); 13 — Дубравский массив (с 1905 г.); 14 — Градок-Грбки; 15 — Бьела-Скала; 16 — Охтина (до 1955 г.); 17 — безымянное рудопроявление; 18 — Банков — Кошице (с 1920 г.); 19 — Велка-Штет; 20 — Мартин — Шебок; 21 — Кавечаны. Тальковые месторождения в магнетите: 22 — Кокава; 23 — Синец и Рогачка; 24 — Само; 25 — Мутник; 26 — Полом; 27 — Гачава; 28 — Ратковске-Бистре (лейкофиллит).

базификации во время наиболее интенсивных орогенических событий, или магний, высвобожденный при метаморфизме основных пород. Магниевый метасоматоз датируется временем от послекарбонического до предмелового (до надвигания альпийских покровов). Небольшие жилы регенерированного магнетита третьей генерации в филлитах показывают, что альпийская сланцеватость несогласна со сланцеватостью вмещающих пород.

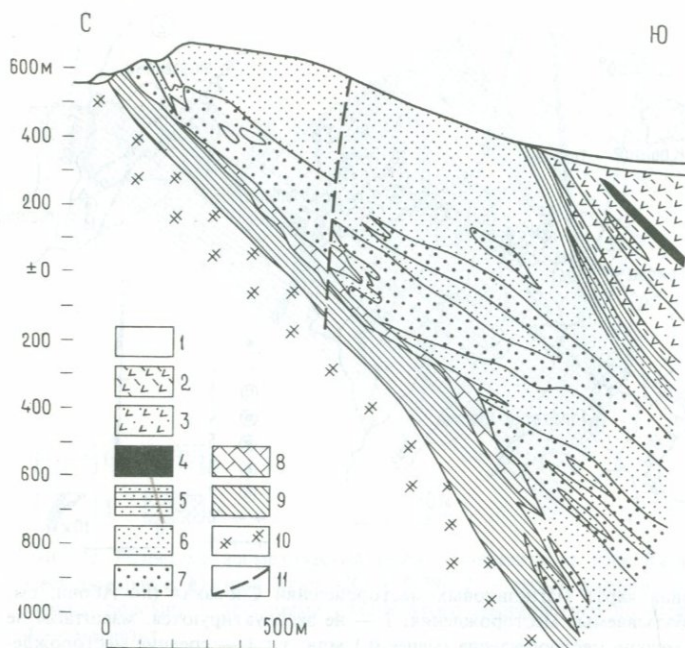


РИС. 54. Разрез месторождения Дубравский массив (по Абони, см. [167]). 1 — суглинки, обломки, отвалы; 2—10 — верхний карбон: 2 — диабазовые туфы и туффиты; 3 — хлоритовый сланец, 4 — известняк, 5 — песчанистый графитовый филлит, 6 — тонкокристаллический доломит, 7 — магнезит, 8 — доломит с прослоями графитовых сланцев, 9 — графит-серицитовый филлит, 10 — диабаз, габбро-амфиболит, диабазовый туффит; 11 — разломы.

По результатам более 25 тыс. анализов проб из разрабатываемых и разведываемых месторождений промышленный магнезит содержит обычно 40,5—43,5% MgO. Второй статистический максимум 18—22% MgO относится к доломиту. Пониженное содержание MgO объясняется примесями пелитового материала, а не присутствием кальцита. Лишь меньше 5% прделанных анализов карбонатов дали результат ниже 15% MgO.

Месторождения белого магнезита с высоким содержанием CaO (до 5%) и низким содержанием Fe₂O₃ в кристаллических сланцах Вепорикум (нижний палеозой (?), Западные Карпаты) между пунктами Кокава и Гнуштя сопровождаются тальком, который здесь добывают (см. разд. 6.22).

Месторождения этого типа известны в Бразилии (Серра-дас-Эгуас, Баия, — залежи длиной 100—1300 м и шириной 100—500 м)

и в США (штат Вашингтон, Чивила — тела магнезита с запасами от нескольких тонн до 1 млн. т и более в толще докембрийских доломитов Стенсгар; магнезит сечет слоистость в доломите; штат Невада, Габбс — магнезит с бруситом постепенно переходят в триасовые доломиты формации Лунинг; брусит образовался позже, он замещает и доломит и магнезит и образовался непосредственно на контакте с юрскими (?) гранодиоритами, с которыми ассоциируется гидротермально-метасоматический магнезит).

Что касается осадочного происхождения магнезитовых залежей типа Вейч, то за последние 25 лет было опубликовано много работ с попытками доказать эту гипотезу [116, 119, 165, 208, 135, 117, 185]. В качестве основных аргументов доказательства рассматриваются параллельно-слоистая текстура магнезита и физико-химические данные. В общем же плоскопараллельная текстура встречается редко (например, на месторождении Градок-Грбки в Словакии) и ее можно рассматривать как реликтовую текстуру осадочной породы, измененной в процессе метасоматоза. Гидротермально-метасоматическое происхождение кристаллического магнезита доказывается радиальным строением, прогрессивным увеличением Mg в известняках, образованием грубозернистых доломитов на контакте с магнезитом и их неправильными языкообразными контактами, наблюдаемыми, кроме того, в шлифах (Дубравский массив, [167]). К другим доказательствам метасоматического происхождения магнезита относятся: наличие жил более позднего магнезита и доломита в метасоматическом магнезите и местами во вмещающих пелитовых породах; кальцитовые и доломитовые жилы в породах, перекрывающих замещенные карбонаты (удаление кальция из доломитов при магнезиальном метасоматозе); постепенное увеличение количества ромбэдрических кристаллов магнезита второй генерации по направлению к магнезитовому телу (месторождение Дубравского массива); метасоматическое замещение кальцитовых раковин доломитом или магнезитом, а также частое присутствие парагенетических сидеритовых месторождений (Вейч — Эрцберг). Сонахождение месторождений кристаллического магнезита и месторождений каменной соли, которое приводится как одно из доказательств осадочного происхождения магнезита [117], наблюдается не всегда. Магнезитовые тела часто секут первичную слоистость замещенных карбонатных пород.

2. Гидротермальные залежи массивного («аморфного») магнезита в серпентинизированных ультрабазитах обязаны своим происхождением выщелачиванию магния из серпентинита гидротермальными растворами, которые дополнительно привносят CO_2 :

$H_4Mg_3Si_2O_9 + 2H_2O + 3CO_2 \rightarrow 3MgCO_3 + 4H_2O + 2SiO_2$ (опал \rightarrow халцедон \rightarrow кварц).

Некоторые авторы [86] относят эти месторождения к типу латераль-секреционных.

Магнезит может образоваться при серпентинизации ультраосновных пород (табл. 8, генетический тип 38).

Низкое давление и низкая температура благоприятны для осаждения гидротермального «аморфного» магнезита. Поэтому месторождения этого типа обычно не прослеживаются ниже глубины 200 м. При повышенных температурах образуется более крупнокристаллический магнезит (0,1 мм, ср. с генетическим типом 3).

Широко известные месторождения этого типа находятся на острове Эвбея, Греция, которые представляют собой тела массивного магнезита мощностью до 40 м и длиной до 960 м в 18-километровом по протяженности поясе серпентинитов. Глубина разработки месторождений — 200 м.

Месторождение Краубат, Австрия, представлено жилой 6-метровой мощности в перидотит-дунитовом теле, которая простирается на глубину 140 м.

На месторождении Санта-Клара, Калифорния, США, жилы мощностью 1,5—3 м и длиной более 150 м развиты в серпентинитах, образовавшихся вдоль разломов перидотита. Месторождение Килмар, Квебек, Канада, — жилы мощностью до 10 м залегают на контакте монзонитов и серпентинитов.

Месторождение Голеш в Югославии разрабатывается до глубины 150 м. Магнезитовые жилы в серпентините имеют мощность 0,5 — 4 м (максимально 15 м), наибольшую длину 1200 м и глубину залегания 300 м [86].

3. Инфильтрационные месторождения массивного («аморфного») магнезита образуются при выветривании серпентинита и воздействии на него углекислых грунтовых вод (табл. 8, генетический тип 63). Алюминий и железо, переходящие в раствор из серпентинита вместе с магнием [117], осаждаются вскоре в форме конкреций или пласта на поверхности серпентинита (рис. 55). Это приводит к относительному повышению рН и концентрации Mg (а также Ca и SiO_2) в растворе. При рН около 11 магний выделяется в форме либо $Mg(OH)_2$, либо $MgCO_3 \cdot xH_2O$ (в зависимости от величины парциального давления CO_2). В момент отделения этих соединений кальций все еще находится в растворе и выносится за пределы формирующейся магнезитовой залежи. Возможность процесса извлечения Mg и других компонентов из серпентинита с переходом в раствор была показана с помощью химических анализов подзем-

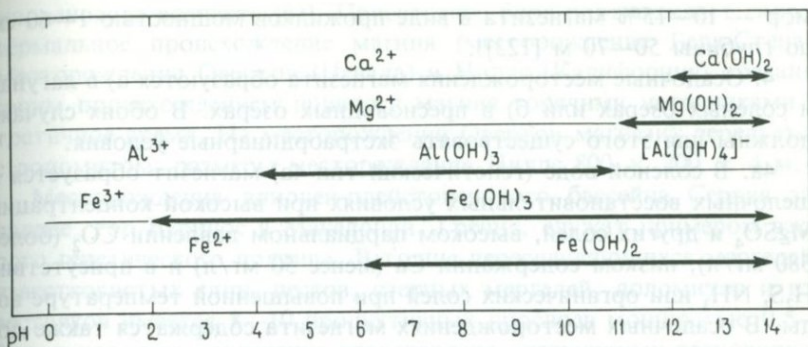


РИС. 55. Условия (значения pH) осаждения окислов и гидроокислов Ca, Mg, Al, Fe³⁺ и Fe²⁺ из водных растворов при избытке воздуха и температуре 20 °С (Чарлот, см. [117]).

ных вод с территории развития серпентинитов близ Краубата, Австрия: при pH 8,4—9 в воде содержится 300—600 мг/л растворенных веществ, из которых 86% составляет MgO, 4% CaO, 5% SiO₂, 3% Al₂O₃ и 1% SO₃. При 70—100 °С осаждаются гидромагнетит Mg₄(OH)₂(CO₃)₃ · 3H₂O и арагонит CaCO₃ (что, вероятно, соответствует гидротермальным условиям образования массивного магнезита — см. генетический тип 2); при 20 °С развиваются брусит Mg(OH)₂, кальцит CaCO₃ и несквегонит MgCO₃ · 3H₂O.

Из зоны окисления в зону подземных вод магний транспортируется растворами и осаждается на стенках трещин сначала, вероятно, в форме Mg(OH)₂, затем через MgCO₃ · xH₂O перекристаллизуется в MgCO₃, который часто проявляет коллоидную гроздьевидную текстуру. Дегидратация во время медленно идущей перекристаллизации ведет к образованию пористой структуры (поры занимают 5—25% объема). Мощность жил массивного магнезита не превышает 0,2—0,3 м; они образуют неправильную сеть в близповерхностной зоне мощностью 30—40 м. Пригодны для разработки штокерки с содержанием не меньше 20% магнезита. Вместе с магнезитом или выше Mg-содержащего горизонта в зоне цементации из раствора осаждается кремнезем, первоначально в форме опала (хризопраза), который постепенно перекристаллизуется в халцедон и кварц. По соседству с магнезитом присутствуют, кроме того, хлорит, тальк, тремолит, силикаты никеля и другие минералы.

Халиловское месторождение на Урале — типичный представитель этого типа. Такие месторождения известны в ГДР (Санкт-Эгидиен), Польше (Зомбковице) и Югославии (месторождение Мра-

мор — 10—15% магнезита в виде прожилков мощностью 1—60 см до глубины 50—70 м [123]).

4. Осадочные месторождения магнезита образуются а) в лагунах и соленых озерах или б) в пресноводных озерах. В обоих случаях должны для этого существовать экстраординарные условия.

4а. В соленой воде (генетический тип 4а) магнезит образуется в щелочных восстановительных условиях при высокой концентрации $MgSO_4$ и других солей, высоком парциальном давлении CO_2 (более 380 мг/л), низком содержании Са (менее 50 мг/л) и в присутствии H_2S , NH_3 или органических солей при повышенной температуре воды. В осадочных месторождениях магнезита содержатся также доломит, известняк и пирит.

Первоначально магний осаждается, вероятно, как $Mg(OH)_2$, который переходит в $MgCO_3 \cdot xH_2O$ и далее в $MgCO_3$. На месторождении Вейкфилд, Квебек, Канада, брусит не перекристаллизован, но он образует зерна размером 1,5—3 мм в диаметре в известняках (брусит составляет до 29%). В восстановительной обстановке образуется брейнерит в результате вхождения иона Fe^{2+} в решетку магнезита.

Морские осадочные месторождения магнезита представлены крупнейшими в мире месторождениями северо-восточного Китая. Сначала их считали гидротермально-метасоматическими. Эти месторождения подверглись метаморфизму, в результате чего массивный магнезит был перекристаллизован. Размеры этих месторождений составляют $(200—2000) \times (70—1000) \times 150$ м. Они залегают согласно с докембрийскими доломитами и связаны с последними постепенными переходами. Поступление такого большого количества магния с гидротермальными растворами маловероятно, что дополнительно подкрепляет гипотезу осадочного происхождения этих месторождений.

4б. Для того чтобы в пресноводном озере образовались отложения массивного магнезита, необходим привнос Mg 1) горячими растворами, отделяющимися от магмы, или 2) поверхностными водотоками из интенсивно выветривающихся ультрабазитов и серпентинитов.

Из этих двух генетических подтипов первый представлен месторождениями Бела-Стена и Бели-Камень в Югославии. Месторождение Бела-Стена расположено близ Башки. Оно залегает в виде линзы размером $250 \times 190 \times 95$ м среди миоценовых мергелей, глинистых сланцев и песчаников. Бели-Камень находится близ Косовска-Каменицы. В нем известны 7 тел мощностью 10 м, которые локализованы в пресноводных мергелях, алевролитах, песчаниках и туфах

миоценового возраста [83]. Присутствие бора подтверждает гидротермальное происхождение магния (месторождение Бела-Стена). Месторождения Овертон (Невада) и Нидлс (Калифорния) обязаны своим происхождением привносу магния горячими источниками в третичное время. На месторождении Овертон магнезит чередуется с доломитом, размеры месторождения Нидлс $800 \times 200 \times 4$ м.

Месторождения плиоцен-плейстоценового бассейна Сербия западнее гор Вуринос в Македонии, Греция, служат примером второго генетического подтипа. В толще переслаивающихся мергелей, известковистых глин, песков, озерных мергелей, доломитов и известняков имеется 8—10 продуктивных прослоев мощностью 0,5—2 м, в которых оруденение представлено следующими разновидностями руд: глинисто-алевритистой гунтит ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_4$)-магнезитовой, гунтит-гидромагнезитовой (50% гидромагнезита находится в гравийной фракции), гунтитовой (желваки в иллит-сапонитовом цементе) или магнезитовой (желваки с контракционными трещинами). Ветценштейн [202] объясняет чередование различных по составу пород климатическими флуктуациями: в теплые периоды при низком парциальном давлении CO_2 осаждался доломит, а в холодные периоды при повышенном парциальном давлении CO_2 — в основном магнезит. Запасы оцениваются в несколько сот миллионов тонн.

5. Из морской воды (содержание MgCl_2 равно 4,176 г/л) и подземных минерализованных вод можно получать $\text{Mg}(\text{OH})_2$ по реакции между MgCl_2 и $\text{Ca}(\text{OH})_2$. При обжиге $\text{Mg}(\text{OH})_2$ получают MgO , пригодную для получения огнеупорных материалов. Металлический магний получают из MgCl_2 , добываемого из морской воды. Раствор с концентрацией MgCl_2 50% нагревается до 170°C и разбрызгивается на сухой поверхности блока MgCl_2 , на которой при высушивании идет дальнейшая кристаллизация MgCl_2 . Путем электролиза получают магний (с чистотой 99,9%) и хлор. Эта технология впервые была применена в 1885 г. на Средиземноморском побережье Франции. В настоящее время заводы по производству магния из морской воды имеются в США — в штатах Калифорния (Мас-Лендинг), Нью-Джерси (Кейп-Мей), Техас (Фрипорт), Миссисипи (Паскагула) и Флорида (Порт-Сент-Джо), в СССР (в Крыму), в Англии и Норвегии. Один литр морской воды содержит 2,1 г MgO .

MgO можно получать попутно при добыче NaCl из морской воды. В Ньюарке, Калифорния, США, такой рассол после осаждения большей части NaCl содержит 6—8,7% MgCl_2 , 4,2—7,1% MgSO_4 и другие компоненты. Магний выделяют в форме $\text{Mg}(\text{OH})_2$ после удаления сульфата под воздействием CaCl_2 .

6. В Мичигане, США, гидроокись магния получают из подземных вод с содержанием $MgCl_2$ 9,9%, воду откачивают с глубины около 1 км, а осаждают $Mg(OH)_2$ известью или обожженным доломитом (точнее, $Ca(OH)_2$ или $CaMg(OH)_4$). При переработке калийных солей на месторождении Карлсбад, Нью-Мексико, США, $MgCl_2$ концентрируется в отходящем растворе; его частично осушают ($MgCl_2 \cdot 2H_2O$) и затем разлагают во вращающейся печи на HCl и MgO . Хлористый водород удаляют, а MgO брикетируют и обжигают в другой вращающейся печи.

Поиски, добыча и Обогащение магнезита. В поле отличить магнезит от доломита и кальцита может оказаться затруднительным. С 5%-ной HCl кальцит в порошке реагирует бурно, с выделением пузырьков CO_2 , доломит — вполне отчетливо, а магнезит — слабо. Месторождения кристаллического магнезита следует искать в складчатых горных системах, там, где развиты карбонатные комплексы и интрузивные горные породы. Месторождения массивного магнезита, очевидно, можно рассчитывать найти в определенных зонах серпентинизированных ультрабазитов вдоль глубинных разломов, особенно там, где серпентиниты были подвержены тропическому выветриванию или воздействию гидротермальных растворов. Сам магнезит устойчив при выветривании, поэтому он остается на возвышенных участках рельефа. Оконтуривают магнезитовые залежи с помощью канав и буровых скважин.

На месторождении Дубравского массива, СССР, разработка ведется камерами высотой до 60 м, магнезит дробится до фракции 60—200 мм, что удовлетворяет требованиям к материалам для загрузки шахтных печей. Фракция 1—60 мм обрабатывается в тяжелых суспензиях с тем, чтобы уменьшить в ней содержание CaO до 60%, а SiO_2 до 75% от первоначального содержания. Фракция 1—10 мм также в виде тяжелых суспензий обрабатывается в гидrocиклонах. Соответственно уменьшается содержание CaO до 30—50%, а SiO_2 до 30—60% от первоначального содержания. Зерна меньше 1 мм истираются до 0,1 мм и флотироваются.

Обогащенный магнезит фракции 1—60 мм обжигается во вращающихся печах. Периклазовый клинкер рассеивается на фракции 0—2 мм, 2—4 мм, 4—6 мм и 6—10 мм, которые с помощью электромагнитного метода разделяются на магнитную часть с более высокой концентрацией MgO (клинкер для изготовления огнеупорного кирпича) и немагнитную часть (клинкер для использования в сталелитейном деле). Первый используется для изготовления магнезитовых, магнезит-хромитовых и хромит-магнезитовых кирпичей, а последний — для набивки пода мартеновских печей.

ТАБЛИЦА 28. Производство магнезита (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
ЧССР	2929	2933	2947	2990	3104	2478	2461	2201
КНР	1000	1000	1000	1000	1500	1800	2000	2000
КНДР	1100	1100	1100	1500	1465	1560	1825	1850
Австрия	1419	1449	1266	927	1003	982	1104	1318
Греция	1068	1368	1426	1284	1040	820	1079	1167
Бразилия	275	366	439	415	481	410	590	745
Турция	351	571	459	409	516	417	510	500
Индия	190	265	313	330	402	414	385	371
Испания	240	265	342	348	421	307	382	380
Югославия	384	464	485	391	345	333	293	262

При разработке гидротермально-метасоматического месторождения Габбс, Невада, США, оказалось удобным использовать карты изолиний содержания примесей Са и Si. Эти карты были построены после алмазного ядерного бурения. После взрыва уступа в карьере на рыхлом материале наносятся границы различных содержаний Са и Si, а после этого ведется селективная уборка руды.

Добытый кристаллический магнезит обогащают в тяжелых жидкостях (магнезит погружается на дно, а примеси всплывают на поверхность) и флотацией.

6.15. СЛЮДЫ

Слюды (латинское название mica произошло от глагола micae — блестеть) — обычные породообразующие минералы, но кристаллы прозрачных флогопита или мусковита, достаточно крупные для промышленного использования, сравнительно редки. К промышленно важным слюдам относятся лепидолит и циннвальдит, из которых получают литий.

Мусковит $K_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH, F)_4$ содержит изоморфные (как изо-, так и гетеровалентные) примеси Fe^{3+} (1—4%), Fe^{2+} (0,4—1,2%), Mg (0,2—1,1%), Na (0,1—0,7%), Pb, Cs, Ba и Cr.

Флогопит $K_2(Mg, Fe^{2+})_6(Si_6Al_2O_{20})(OH, F)_4$ содержит очень изменчивые количества Mg, Fe (при увеличении концентрации Fe за счет уменьшения Mg постепенно, через изоморфную серию, переходит в биотит), Al, Na, Ca, Ti, F и OH.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЛЮД. Раньше крупные листы прозрачного мусковита использовались вместо оконного стекла. Мусковит, что оз-

начает «житель Москвы», назван так потому, что в течение двух веков его вывозили из России на Запад (50—70 т ежегодно в течение XVII и XVIII вв).

К концу прошлого века маложелезистые разновидности мусковита и флогопита стали применяться более широко, поскольку они обладают особыми электрическими свойствами (удельное сопротивление слюд достигает 10^{15} — 10^{17} Ом/см), прозрачностью, раскальваемостью на тончайшие листы толщиной в несколько микрон, механической, химической и термической устойчивостью (мусковит — до 800°C). Снижают применимость слюд в качестве электроизоляционных материалов следующие факторы: повышенные содержания Fe, обилие включений кварца и полевых шпатов в мусковите и оливина и кальцита во флогопите, наличие тонких включений магнетита в отдельных зонах роста слюды, раскалывание по неровным плоскостям кристаллических агрегатов, гетерогенность состава кристалла в плоскости спайности, наличие постминерализационных трещин, секущих и продольных по отношению к плоскостям (001) и (210), окисление Fe^{2+} , начинающееся по трещинам одновременно с развитием новообразованных магнетита, гематита или гидроокислов железа в форме дендритов и сетки, а также наличие внутри кристаллов слюды вростков граната, биотита, турмалина, силлиманита и других минералов метасоматического происхождения. Особое значение при определении ценности месторождения имеет содержание слюды в килограммах на кубический метр ($\text{кг}/\text{м}^3$) породы и размер кристаллов в добытом сырье (минимальный размер 4 см^2). Материал сортируется и расщепляется на пластины площадью по крайней мере 4 см^2 (более мелкие листочки называют скрапом, их стирают и используют в производстве кровельных материалов, бумаги, красок и т.д.) и толщиной 0,1—2,0 мм. Выделяется 8 сортов слюды (в соответствии с размером получаемых прямоугольных пластинок с соотношением сторон 3:1): свыше 150 см^2 , 90—150 см^2 , 65—90 см^2 , 40—65 см^2 , 20—40 см^2 , 10—20 см^2 , 6—10 см^2 и 4—6 см^2 . В СССР пегматиты разрабатываются при содержании слюды 10—22 $\text{кг}/\text{м}^3$; минимальное содержание составляет 3—5 $\text{кг}/\text{м}^3$ для месторождений мощностью более 1 м. Из гранитных пегматитов обычно вместе со слюдой добывают полевой шпат и кварц, в таком случае содержание слюды может быть ниже.

Главными потребителями мусковита являются электротехника, радиотехника и телевизионная промышленность, использующие пластинки и чешуйки определенных размеров [21]. Слюду используют в накопительных элементах компьютеров, для изготовления де-

талей конденсаторов, трансформаторов, реостатов, электровакуумных приборов, радиолокаторов. Флогопит применялся для изготовления свечей зажигания в авиационных двигателях, а сейчас он идет в качестве наполнителя пластмасс, а также для термоизоляции, электроизоляции и т.д. Пластинки мусковита, полученные путем цементации скрапа шеллаком или канифолью, а также весь флогопит используются в тех отраслях промышленности, где требования к качеству сырья сравнительно невысокие. Больше всех мусковита экспортируют Индия и Бразилия, а огромное количество флогопита — Мадагаскар.

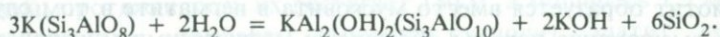
Высококачественным материалом является синтетический фторфлогопит, но он слишком дорог.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. Мусковит добывают только из 1) гранитных пегматитов (табл. 8, генетический тип 12), а флогопит — из 2) гидротермальных месторождений (табл. 8, генетический тип 26) и 3) щелочных ультраосновных пород и связанных с ними карбонатитов (табл. 8, генетический тип 22).

1. Гранитные пегматиты содержат 1—2% (редко 5—10%) мусковита, но обычно лишь 10% из этого количества может расщепляться на пластинки.

По данным Кузьменко и Недумова [104], слюдоносные пегматиты связаны с докембрийским магматическим циклом древних щитов: Балтийского (месторождения Скандинавии, Карелии и Кольского полуострова), Сибирского (Бирюсинское, водосборные бассейны рек Кан, Мама и Чуя по границам щита), Индийского, Бразильского (Минас-Жерайс и другие), Африканского и Австралийского. В США, в Аппалачах и в районе плато Колорадо, известны слюдоносные пегматиты палеозойского возраста. Они образовались в основном в условиях амфиболитовой фации. Сибирские, скандинавские и индийские (с бериллом) месторождения занимают ведущее место по промышленной значимости и качеству. На других месторождениях в основном добывают слюду более низкого качества (скрап), но они содержат также Be, Ta и Nb.

В гранитных пегматитах сложного состава слюда может быть образована (согласно данным Никитина, см. [179]) при метасоматическом замещении полевых шпатов центральной блоковой зоны:



Реакция будет идти слева направо в случае, если KOH удаляется из системы, например, при гидролизе плагиоклаза:



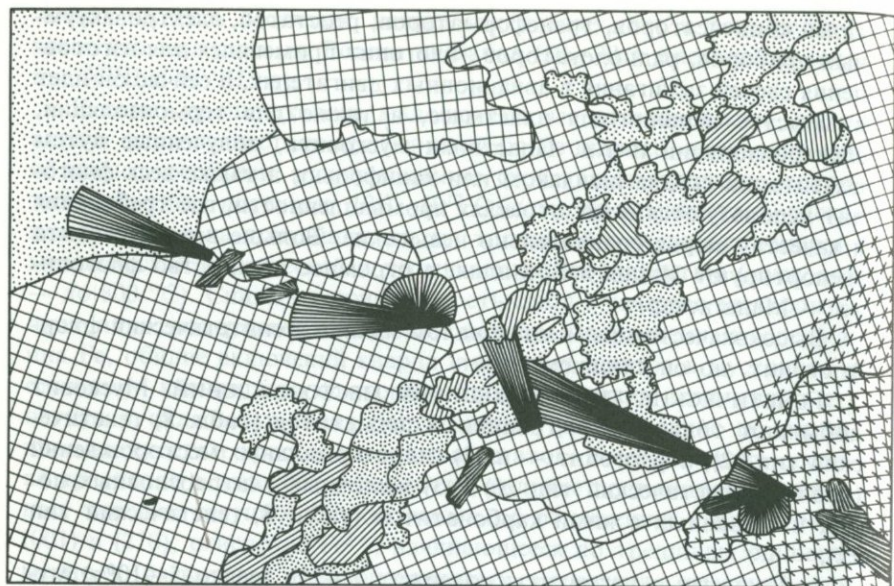


РИС. 56. Кристаллы мусковита второй генерации, развитые вдоль секущих трещин в пегматите (по Никитину, см. [179]). 1 — блоковый пегматит; 2 — письменный гранит; 3 — кварц; 4 — кварц с мусковитом первой генерации; 5 — крупные листы мусковита второй генерации.

В обоих случаях образуются сростки новообразованных мусковита и кварца.

Мусковит может образоваться в центральной части пегматитовой жилы (особенно, если ядро состоит из кварца) или в переходной зоне (рис. 56), на контакте пегматита с вмещающей породой, а также в форме гнезд и штоков в других частях пегматита.

После формирования метасоматического мусковита процесс может продолжаться с кристаллизацией граната, турмалина, апатита, редкоземельных минералов, сульфидов, а также альбитизацией и серицитизацией, сопровождающих тектонические движения, — все это ведет к ухудшению качества ранее образованной слюды.

Биотит образуется вместо мусковита в пегматите в том случае, когда вмещающие породы обогащены мафическими минералами и из них поступают в гидролизующие растворы железо и магний.

Мамские (Сибирь) пегматиты развивались на глубине 5—8 км в гнейсах ставролит-кианитовой субфации [104] вместе с гранитоид-

ными интрузиями во время синорогенной фазы магматизма. Граниты и гранодиориты образовались путем гранитизации осадочных пород. Слюдоносные пегматиты ограничены в своем распространении более кислыми интрузивами и вниз переходят в нормальные полевошпатовые пегматиты. Залегают они несогласно с породами кристаллического комплекса, состоят из микроклина и плагиоклаза (вместе составляют до 65—80%), кварца (20—30%) и слюды (7—10%). Зональность пегматитовых жил проявляется в изменении размеров зерен, в уменьшении основности плагиоклаза от границы жилы (олигоклаз — андезин) к центру (альбит — олигоклаз), в увеличении количества кварца и микроклина в том же направлении. Такая же зональность характерна для целых пегматитовых полей. Поздняя альбитизация проявлена слабо.

В Карелии в жильных пегматитах плагиоклаз преобладает над микроклином. Протяженность жил составляет сотни метров, а мощность — десятки метров. Мусковит добывается вместе с полевым шпатом.

Наиболее важные индийские месторождения расположены в штате Бихар между городами Бхагалпур и Гая. Мусковитовая зона в зональных жильных пегматитах мощностью до 1 м обнаруживается по обе стороны кварцевого ядра. Есть мусковит и на контактах жил с вмещающими породами. На месторождениях района Неллuru между Гудуру и Сангхам извлекают мусковитовые пластинки размером почти 2 м в поперечнике. Значительные месторождения слюды есть в штате Раджастан. Месторождения разрабатываются до глубины 250 м.

Бразильские месторождения слюды в штате Минас-Жерайс сходны с индийскими — мусковит в них приурочен к кварцевому ядру зональных пегматитов и к контакту жил с вмещающими породами, он составляет до 5—20% (максимум до 40%) пегматита.

2. Содержание флогопита в гидротермальных жилах обычно колеблется от 5 до 20%, и примерно 8% этого количества представлено крупными кристаллами. Жилы образовались в результате биметасоматоза из паракристаллических пород (особенно таких богатых магнием пород, как доломиты, диопсидсодержащие породы и другие) при воздействии на них постмагматических растворов. Жилы приурочены к седлам складок, иногда встречаются ступенчатые жилы, протяженность их достигает 150 м, а мощность 1,5 м. К сопутствующим минералам относятся скаполит, апатит, диопсид, кальцит и минералы редких земель.

К этому типу относятся: месторождение Слюдянка около Иркутска (флогопит со скаполитом, диопсидом и кальцитом), алдан-

ские месторождения в Сибири (в диопсидовых породах и на контакте метаморфизованных доломитов с гранитами и пегматитами), а также месторождения Мадагаскара (пироксениты, мраморы и пегматиты) и Канады (пучки и отдельные жилы флогопита с апатитом в метаморфизованных пироксенитах по соседству с гранитами, пегматитами и мраморами).

3. Флогопит в кольцевых щелочных ультраосновных интрузиях древних щитов известен по северной периферии Сибирской платформы и на Кольском полуострове (Ковдорское месторождение). Щелочные ультрабазиты образуют штоки, площади их выходов на поверхность колеблются от десятков квадратных километров до 2000 км² (Гулинский массив на севере Сибирской платформы). Многофазные интрузии этих комплексов сопровождались метасоматическим изменением, что привело к формированию нескольких генераций (до 20) флогопита за счет Fe — Mg-минералов (оливина и пироксена) и минералов, содержащих щелочные элементы и алюминий (мелилит и нефелин). Внедрение щелочных ультрабазитовых массивов могло происходить в следующей последовательности: дунит и перидотит (в центре сложной интрузии), биотитовый пироксенит и перидотит, мелилитовые породы, мельтейгит + шонкинит + нефелиновый перидотит, ийолит + мельтейгит, нефелиновый и щелочной сиениты + тингуаит (на границе центрального интрузива), карбонатит.

Флогопит образует богатые скопления в грубозернистых породах, особенно в породах с крупными кристаллами оливина, пироксена или мелилита, обычно на контакте обогащенных магнием и железом пород и щелочных пород. Флогопит образует зоны с кристаллами до нескольких метров в диаметре или жилы и гнезда. В связи с тем, что образование флогопита связано с тектоническими возмущениями, он трещиноват и содержит много включений. Большинство извлекаемого флогопита представляет собой малоценный скрап.

Весьма вероятно, что к этому типу месторождений относится самое крупное в мире месторождение флогопита близ Лак-Летондаль в провинции Онтарио, Канада. Оно содержит 30 млн. т сырья с 85—90% флогопита, имеющего размеры зерен 0,001—6 мм.

ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЛЮДЫ. Объектом поисков на слюдоносные пегматиты являются проявления кислых интрузий в метаморфических породах. Слюда выветривается медленно, в результате чего она накапливается в качестве остаточного материала вокруг обнажений каолинизированных или латеритизированных слюдоносных пегматитов. Размеры слюдяных пакетов обычно прямо про-

ТАБЛИЦА 29. Производство слюды (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	160,5	124,3	122,4	127,6	159,6	165,1	121,5	106,1
Индия	37,9	46,3	44,7	33,3	33,8	35,7	38,2	38,8
Франция	4,0	4,0	4,0	6,5	7,0	7,3	7,0	7,0
ЮАР	6,2	3,0	2,5	2,6	3,2	2,6	3,7	5,3
Норвегия ¹	4,4	4,2	7,5	3,1	2,8	2,7	2,9	2,9
Аргентина	2,9	3,2	3,3	2,6	2,1	2,6	1,5	2,5

¹ Экспорт.

порциональны мощности пегматитовых тел. Запасы слюды можно оценить только после проведения подземных горных работ. Содержание слюды не должно быть ниже 3% объема пегматита.

Мировые ресурсы слюды не известны и не могут быть определены в ближайшем будущем. Высокая стоимость слюды и трудности поисков и разведки новых месторождений приводят к тому, что природную слюду заменяют синтетическими материалами. В СССР синтетический флогопит используется в конструкциях некоторых приборов для космических кораблей.

6.16. МОНАЦИТ, КСЕНОТИМ, БАСТНЕЗИТ

Монацит (от греческого «монадзейн» — быть одному) образует в природе монокристаллы, ксенотим (от греческого «ксенос» — чуждый и «тима» — честь) встречается в виде небольших редких кристаллов, для бастнезита (название дано по местности Бастнес в Швеции) характерны зернистые плотные мелкокристаллические агрегаты.

Монацит, ксенотим (табл. 13) и бастнезит различаются по содержанию р.з.э. (редкоземельных элементов). По химическим свойствам и атомному номеру р.з.э. подразделяются на цериевые земли (ат. № 57—62 и скандий), которые входят в состав монацита и бастнезита, иттриевые земли (ат. №№ 66—71 и иттрий), которые типичны для ксенотима, и тербиевые земли (ат. №№ 63 Eu, 64 Gd, 65 Tb), которые спорадически содержатся во всех трех минералах [115]. В ограниченных количествах монацит, ксенотим и бастнезит образуются в пегматитах, гранитах и ортогнейсах, в парагнейсах они представляют собой неперекристаллизованные реликтовые минералы первичных осадочных пород. Бастнезит ассоциируется так-

же со щелочными породами и карбонатитами. В монаците помимо PO_4^{2-} и SiO_2 присутствуют следующие редкоземельные элементы (в пересчете на 100% р.з.э.): 24% La_2O_3 , 45,5% CeO_2 , 5,1% Pr_6O_{11} , 18,8% Nd_2O_3 , 3% Sm_2O_3 , 1,9% Gd_2O_3 , 0,2—0,6% U_3O_8 , 0—31% ThO_2 . Ксенотим содержит 74,1% Y_2O_3 , 6,3% Dy_2O_3 , 1,7% Ho_2O_3 , 5,3% Er_2O_3 , 1,1% Tm_2O_3 , 6,1% Yb_2O_3 , 2,2% Gd_2O_3 , 0,9% Tb_4O_7 , 0,9% Sm_2O_3 , 1,4% La_2O_3 . Бастнезит содержит: 32,6% La_2O_3 , 49,0% CeO_2 , 4,4% Pr_6O_{11} , 12,6% Nd_2O_3 , 1,1% Sm_2O_3 , 0,2% Gd_2O_3 , 0,1% Y_2O_3 .

Монацит, ксенотим и бастнезит добывают как источники редкоземельных элементов и тория. Церий используют при изготовлении газокальильных сеток, кремней зажигалок, сердечников угольных электродов для кинопроекторов; в легких сплавах он имеет важное применение как катализатор. Лантан, ниобий или торий (с танталом и вольфрамом) являются компонентами бескремнистых оптических стекол, обладающих высоким углом преломления и низкой дисперсией. Неодим и празеодим окрашивают стекла в зеленый и красный цвета. Неодим используется также в предохранительных и защитных стеклах. Сульфоизоникотинат неодима в медицине применяют для лечения тромбозов.

Смесь металлов цериевой группы используют в производстве трассирующих снарядов и осветительных ракет, водоотталкивающих тканей, электрических конденсаторов, химических реагентов и сплавов с Al, Cu, Mg, Ni и Zn. Гадолинит сильно поглощает нейтроны, поэтому используется в ядерной технике. Торий находит применение в химической и электротехнической промышленности при покрытии нитей накаливания, в вакуумной технике, прикладной медицине и производстве огнеупорных материалов (точка плавления ThO_2 2700 °C). Будущее применение тория видят в производстве изотопов урана, особенно ^{233}U , как заменителей ^{239}Pu и ^{235}U в ядерных реакторах.

Все три минерала добываются только из россыпей, в которых они ассоциируются с ильменитом, лейкоксеном, магнетитом, рутилом, цирконом, ставролитом, гранатом и т.д. (табл. 8, генетический тип 75). Исключение составляют два первичных жильных месторождения бастнезита в Каронго, Руанда, и Салфайд-Куин в Калифорнии, США, и одно монацитовое месторождение Ньиве-Раст в Капской провинции, ЮАР, с апатитом и сульфидами Cu и Fe.

Россыпные месторождения монацита в прибрежных песках известны в Индии в районе Кейп-Коморин, Керала, в Бразилии — штаты Баия, Эспириту-Санту, Рио-де-Жанейро, Сан-Паулу, в Австралии — Квинсленд и Новый Южный Уэльс (между Саутпортом

и Баллиной), в Шри-Ланке близ Индиравы, в Малайе (с касситеритом), Бирме, Южной Корее, на Тасмании, в Египте и Нигерии. Источником индийских и бразильских россыпных месторождений служат выветрелые первичные породы и третичные осадки (ископаемые россыпи).

Бастнезит известен в США (жила Салфайд-Куин, в карбонатах округа Сан-Бернардино, Калифорния, содержит 5—15% бастнезита и 20—25% барита), Швеции, на Мадагаскаре, в СССР, Заире, КНР, на Аляске, в Канаде и Гренландии; добывается на месторождении Каронго в Руанде.

6.17. НАТРИЕВАЯ СЕЛИТРА (чилийская селитра)

Натриевая селитра — единственное природное азотистое удобрение первостепенной важности для сохранения и повышения продуктивности сельскохозяйственных угодий. Народы древних цивилизаций с высокой плотностью населения, как, например, китайцы, поддерживали урожайность почв в течение многих веков путем заботливой культивации, правильных севооборотов (соя, клевер, люцерна находятся в симбиозе с нитрифицирующими почву бактериями) и возвращения в почву азота в виде растительных отходов, экскрементов человека и животных. Но они не имели возможности вводить дополнительно азот в почву и, следовательно, увеличивать ее продуктивность, что приводило к хроническому недоеданию и голоду целых наций в результате неурожаев.

Натриевая селитра используется в сельском хозяйстве с начала XVIII в. К 1900 г. часть ее потребности покрывалась аммонием, который получали как попутный продукт при коксовании битуминозного угля (содержание N_2 1—3%; 1 т угля дает 1,2 кг NH_3 ; ежегодная мировая продукция в 1946—1958 гг. составляла 0,6—0,9 млн. т в форме $(NH_4)_2SO_4$). Важнейшую роль в развитии сельского хозяйства (и производстве взрывчатых веществ) после 1910 г. сыграло одно из величайших достижений промышленной химии — прямой синтез NH_3 из атмосферного азота и водорода электролитического или иного происхождения (мировая продукция в 1958 г. составила до 8,6 млн. т азота в форме NH_3).

Приведенные выше цифры показывают, что после 1900 г. добыча натриевой селитры упала до первоначального ее уровня. Это было связано с тем, что селитра добывалась из единственного месторождения в Чили и затраты на транспортировку сильно повышали ее стоимость. До первой мировой войны чилийская селитра еще могла конкурировать с производством синтетического ammo-

ния, но в течение войны ее добыча стала недостаточной, а для некоторых стран селитра была недоступна. Это привело к улучшению технологии производства NH_3 из воздуха до такой степени, что сейчас чилийская селитра покрывает менее 10% мирового потребления азота. Рекордный уровень добычи селитры 3,5 млн. т, достигнутый в 1929 г., никогда не был превзойден.

Натриевая селитра (так же как и синтетические NH_4NO_3 , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, NH_3 , мочевины NH_2CONH_2 и ее формальдегид $\text{NH}_2\text{CONH} \cdot \text{CH}_2\text{OH}$) используется для удобрения обрабатываемых почв обычно вместе с фосфорными и калийными удобрениями. Ее потребление в мире за 1955—1957 гг. увеличилось в 7 раз. Аммоний используется в холодильниках, а также в производстве целлюлозы, пластмасс, синтетических волокон и других промышленных продуктов. Все взрывчатые вещества, за исключением ядерных, содержат азот, например нитроглицерин, нитроцеллюлоза и тринитротолуол являются производными HNO_3 . Селитра является компонентом черного пороха, который был главным взрывчатым веществом прошлых веков. Сейчас он из-за его небольшой взрывчатой силы применяется лишь при добыче некоторых неметаллических полезных ископаемых, которые можно повредить, применяя бризантные взрывчатые вещества (например, декоративные камни и слюды). К концу средних веков селитру начали получать из нитрифицированных нечистот. Впервые черный порох был использован в Китае во времена правления династии Тан (618—907). В мирных целях впервые был использован при проходке штолен в Банска-Штьявнице, в Словакии.

Месторождения натриевой селитры в Чили расположены в пустыне Атакама между 19 и 26° ю.ш., т.е. между Береговым хребтом на западе, который круто поднимается от берега Тихого океана и полого погружается на восток, и Андами, в пределах зоны 600 × (15—75) км, на расстоянии 15—60 км от океанского побережья (табл. 8, генетический тип 92). Аридный климат пустыни сохраняется здесь с позднего мела. В настоящее время осадки здесь выпадают один раз за 4—5 лет. Береговой хребет сложен юрскими вулканитами, туфами и агломератами, а также интрузивными и осадочными породами.

Соли аммония, содержащиеся в юрских вулканитах, на протяжении долгих эпох вымываются дождями, реагируют с натрием, высвобожденным при выветривании плагиоклазов, и образуют натриевую селитру. Весь этот материал транспортируется в восточном направлении вместе с другими солями вниз по склону Берегового хребта не далее, чем в аллювиальный бассейн с плайями и сalara-

ми (солончаковые впадины, соответствующие эфемерным соленым озерам — плайям) у его подножия, где они захороняются грубообломочным материалом, поступающим с востока, со склонов Анд. Благодаря высокой растворимости натриевая селитра вместе с NaCl откладывается поверхностными водами в основании слоя пустынных песков и гравия. Образуется хрупкий слой мощностью около 1 м белой, коричневой или черной окраски, называемый каличе. Он состоит из 17,6% NaNO_3 , 16,1% NaCl, 6,5% Na_2SO_4 , 5,5% CaSO_4 , 3,9% MgSO_4 , 1,3% KNO_3 , 0,94% Na_3BO_3 , 0,26% KClO_4 , 0,11% NaS и 47,12% песка, гравия и глины. В нем различаются следующие минералы: натриевая селитра (NaNO_3 , содержание меняется от нескольких до 40%), калиевая селитра (от следов до 17%), блёдит (астраханит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), глауберит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \times \text{CaSO}_4$), полигалит ($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), дарапскит ($\text{NaNO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), лаутарит (CaI_2O_6) и дитцеит ($7\text{CaI}_2\text{O}_6 \times 8\text{CaCrO}_4$). Слой каличе является индикатором глубины инфильтрации поверхностных вод.

Каличе перекрывается горизонтом костра, т.е. «корка», мощностью около 1 м, прочно сцементированным хлоридами, на котором залегают чука — слой мощностью 0,3—0,6 м с преобладанием сульфатов. Общая мощность стратифицированной корки составляет около 3 м. Она развивается на склонах с умеренным уклоном, образуя полосу шириной около 3 км между плайями и саларами на дне долины на востоке и Береговым хребтом на западе. Относительное превышение корки над дном долины составляет от нескольких до 100 м и более. Основной слабостью этой гипотезы является необъяснимость идентичного распространения слоев каличе, костра и чука. Полагая, что месторождение формируется при последовательном выпадении вещества из растворов по мере их продвижения от вулканитов вниз по склону, можно думать, что каличе должен отлагаться дальше от источника, чем чука. Кроме того, нет анализа с количественной оценкой аммониевого вещества в материнских породах — вулканитах.

Другие гипотезы образования месторождений натриевой селитры строятся на предположениях о перемыве отложений окисленного гуано, о бактериальном накоплении азота в растениях, фиксации азота электрическими разрядами во время штормов в Андах, седиментации во внутреннем море между Береговым хребтом и Андами, а также об осаждении солей из растворов, восходящих под действием капиллярных сил в пористом материале поверхностного слоя пустыни, в форме солевых выцветов. Последняя гипотеза несовместима с тем фактом, что менее растворимые соли (чука) отлагались ближе к поверхности. Капиллярностью нельзя объяснить

величину интервала в десятки метров над уровнем дна долины, в пределах которого эта кора сформировалась.

Вскрыша из гравия мощностью до 8 м снимается полосами с помощью драглайна, а месторождение разрабатывается одноковшовыми экскаваторами. Необходимая концентрация NaNO_3 в извлеченном материале должна быть не меньше 8%. Дробленая руда выщелачивается водой при температуре 40 °С. Соли получают из раствора фракционной кристаллизацией. Натриевая селитра, получаемая первой, высушивается в центрифугах, плавится, затем впрыскивается в холодную камеру, где образует пеллеты с содержанием 98,5% NaNO_3 . Азотнокислый калий KNO_3 получают путем фракционной кристаллизации при выпаривании или вымораживании. Иод (800 т в год) извлекают из полученного при выщелачивании раствора с концентрацией 5—10 г/л после кристаллизации из него NaNO_3 и KNO_3 . Получаемый иод может покрыть мировую потребность в нем. Месторождения натриевой и калиевой селитры, как известно, есть еще в Египте, ЮАР, Мексике, Аргентине, Колумбии, Перу, США (в эоценовых глинах Долины Смерти в Калифорнии) и СССР (в Казахстане залежи натриевой селитры образовались при разложении и нитрификации отходов древних городов).

6.18. ОЛИВИН

Оливин был так назван Вернером в 1790 г. за свой оливковый цвет. Форстерит (названный по фамилии минералога Форстера) представляет собой магнезиальную разновидность оливина Mg_2SiO_4 , используемую в промышленности (табл. 13). Это конечный член изоморфного ряда оливина, на другом конце которого находится железистая разновидность — фаялит Fe_2SiO_4 . Оливин с содержанием фаялита более 15% в промышленности не используется, поскольку примесь железа уменьшает его огнеупорность.

Пионером в области применения форстеритовых огнеупоров в 20-х годах нашего столетия был В. М. Гольдшмидт. Впервые форстерит был использован в качестве огнеупорного материала в США в начале 30-х годов. В настоящее время форстеритовый песок используют в формах для отливки латуни, бронзы, алюминия и магния. Он устойчив по отношению к большинству основных шлаков, но не кислых и требует меньшего расхода бентонитовой связки, чем кварцевый песок. Использовать в формовании форстерит можно несколько раз. В отливках получается гладкая поверхность. Тонкомолотый форстерит с примесью MgO прессуют в кирпичи для футеровки стекловаренных и литейных печей, а также для наполнения электронагревательных печей.

Добывают форстерит из дунита (табл. 8, генетический тип 2), расплав которого, поднимаясь из мантии по глубинным разломам, интрузирует верхние слои литосферы в частично раскристаллизованной форме. Полосчатость дунитов является следствием плоскостной ориентировки частиц, возникающей в результате течения магмы в процессе внедрения. Самые крупные месторождения разрабатываются в Норвегии (300 тыс. т в год; месторождения: Ахейм — запасы 2×10^9 т — фаялитового компонента 10%, MgO 49%, SiO₂ 42,9%, Fe₂O₃ 6% и Нурдаль — MgO 47,7%, SiO₂ 40,8%, Fe₂O₃ 7,5%), а также в Швеции (ежегодное производство 50 900 т; пример — месторождение Арутатс), Австрии (Леобен, Штирия), Японии, Новой Зеландии (Дун-Маунтин близ Нельсона), Зимбабве, ЮАР, США (ежегодное производство 60 тыс. т — Бернсвилл, Северная Каролина; Туин-Систерс, Вашингтон), Канаде (Сент-Анн-де-Мон, Квебек) и Новой Каледонии.

Поискам форстерита способствует положительный рельеф в районах развития дунитовых интрузий и скудная растительность на них. По ряду причин колонковое бурение затруднительно применять из-за наличия зон серпентинизации, поэтому его заменяют ударно-канатным со сжатым воздухом (так называемый метод «down-the-hole» [115]). Форстеритовое сырье должно содержать не менее 40% MgO. Минералы, содержащие группы ОН, такие, как хлорит, серпентин и вермикулит, которые разрушаются при тепловом ударе (тепловое напряжение при быстром нагревании), можно отделить от форстерита в жидкости с плотностью 3,0. Форстерит и хромит при этом тонут. Форстерит, используемый в литейной промышленности, конкурирует с кварцевым песком, который хотя и дешевле, но опасен для рабочих, так как вызывает силикоз. Оба других минерала — хромит и циркон, — которые можно использовать для тех же целей, дороже, чем форстерит [115].

Форстерит можно получить путем добавки магнезита к энстатиту или серпентину (+ 16% MgO), нагревая смесь до 1600—1650 °С. Из серпентинита форстерит получают во Франции, Шотландии и Австрии. Сырье должно содержать по крайней мере 37% MgO, не более 2,3% Al₂O₃, 6% Fe₂O₃ + FeO (I класс) и 1,5—2% CaO.

6.19. КРИСТАЛЛЫ КВАРЦА

Международное название «кварц», транскрибируемое в разных языках по-разному, произошло от западнославянского слова «кворди» или «творди», что значит «твердый», и раньше всего, с XIV в., его использовали в чешской горной терминологии. Другие считают, что оно произошло от саксонского «Querklufterz», или сокращенно

«Queergz»). Слово «кристаллы» произошло от греческих «криос» или «кристаллос» — лед.

Кварц — один из наиболее широко распространенных в земной коре минералов, но его прозрачные кристаллы редки (табл. 23). Известно шесть модификаций SiO_2 : тригональный трапецоэдрический α -кварц \rightarrow 573 °C \rightarrow гексагональный трапецоэдрический β -кварц \rightarrow 870 °C \rightarrow гексагональный β -тридимит (\rightarrow 130 °C — орторомбический α -тридимит) \rightarrow 1470 °C — кубический β -кристобалит (\rightarrow 180—270 °C \rightarrow тетрагональный α -кристобалит) \rightarrow 1730 °C, расплав. Высокобарические модификации — коэзит и стишовит — редки.

ПРИМЕНЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА. Весь кварц на земной поверхности представляет собой α -кварц или его параморфозы по β -кварцу. Кристаллическая решетка кварца неблагоприятна для вхождения чужеродных ионов. Все примеси присутствуют в форме механических включений. Кристаллы α -кварца энантиоморфны, правые и левые в зависимости от направления вращения плоскости поляризации света. Этот эффект используется в конструкции сахарометров. Обе разновидности кварца могут встречаться в виде двойников по бразильскому закону ($11\bar{2}0$), которые непригодны для использования в оптике. Кварцевые кристаллы могут также сростаться по дофнейскому закону (т.е. по плоскости 1010). В любом случае двойники не могут быть использованы для радиодеталей, для них пригодны только прозрачные монокристаллы α -кварца без механических включений, пузырьков или замутнений. Используют также дымчатый кварц, морион и обломки или гальки кварца, если они достаточно чисты. Отсутствие плоскостей и центра симметрии обуславливает пьезоэлектрические свойства кварца. Приложение давления параллельно оси второго порядка вызывает положительный и отрицательный заряды на противоположных концах кристалла. И наоборот, кристалл слабо деформируется, если его поместить в электрическое поле. Под действием переменного электрического тока кварцевая пластинка начинает упруго вибрировать, и наиболее сильная вибрация отмечается в том случае, когда размеры пластинки таковы, что собственная частота колебаний равна частоте электрического поля. Это свойство называется пьезоэлектрическим эффектом. На нем основано применение кварца в радиотехнике, акустике, а с недавнего времени в поисковой геофизике. Из кристалла с помощью алмазной пилы вырезается пластинка диаметром около 20 мм и толщиной несколько сотых долей миллиметра так, чтобы собственная частота механических колебаний пластинки соответствовала частоте колебаний используемой электрической схемы. Та-

кие пластинки стабилизируют частоту электромагнитных колебаний, значительно уменьшают интерференцию и, следовательно, позволяют получать узкие частотные каналы для индивидуальных радиовещательных станций. Кроме того, их можно использовать как фильтры для разделения токов с различной частотой, при определении давления освобождающихся при взрыве газов или определении дефектов металлических изделий. Сразу после второй мировой войны кварцевые пластинки нашли применение в радиолокационном оборудовании, микрофонах, телевидении, кварцевых часах и телефонных схемах, обеспечивающих прямые межконтинентальные коммуникации без промежуточных станций.

Несомненно, что природный кварц будет полностью вытеснен синтетическими кристаллами. Синтез осуществляют в автоклаве при температуре 350—375 °С (критическая температура воды) и давлении 34—55 МПа. Кварц растет из кремнезема на зародышах кристаллов в насыщенном растворе Na_2CO_3 . Зародыши представляют собой пластинки, вырезанные перпендикулярно оси *c* или параллельно плоскости ромбоэдра. Производство синтетических кристаллов осуществляется в США, СССР, Великобритании, ФРГ, Японии, ЧССР и других странах.

Кристаллы кварца широко применяют в оптических приборах (призмы, клинья и линзы), в которых помимо всего прочего используется свойство кварца пропускать инфракрасные и ультрафиолетовые лучи (длиной до 2000 нм). Чем больше можно вырезать из кристалла призм, клиньев или линз в направлении, перпендикулярном оси *c*, тем он считается ценнее.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА. Кристаллический кварц, пригодный для производства пьезоэлектрических пластинок или оптических линз, добывают на месторождениях 1) камерных пегматитов (табл. 8, генетический тип 8), 2) гидротермальных кварцевых жил (табл. 8, генетический тип 27) и 3) россыпей, залегающих над залежами первого и второго типов.

1. Камерные пегматиты развиваются в эндоконтактах гранитных интрузивов. Дымчатый кварц и морион ассоциируются с сильно дифференцированными микроклиновыми пегматитами, лишенными мусковита и минералов р.з.э., но имеющими хорошо развитое кварцевое ядро с пустотами (камерами), объем которых составляет от нескольких кубических дециметров до 50 м³. Геохимически эти пегматиты характеризуются присутствием F, Be, Li, Nb, Ta, Sn, Mo и Ti. Они образуются на относительно небольших глубинах (до 4000 м) в условиях зеленосланцевой фации. После кристаллизации всех зон и кварцевого ядра оставшиеся полости выполняются

остаточным раствором, состав которого близок к составу материнской жидкости, из которой кристаллизовалось кварцевое ядро. Кристаллы кварца растут из этого раствора.

Докембрийские камерные пегматиты с горным хрусталем известны в Южной Америке (особенно на юго-западной окраине Бразильского щита), на Мадагаскаре, Украине и южной границе Алданского щита Сибирской платформы; палеозойские (герцинские) — в Центральном Казахстане, Средней Азии, на Северном Урале, в КНР, Монголии, на Центральном массиве Франции; мезозойские пегматиты — в Забайкалье и северо-восточной части СССР.

Хрусталеносные пегматиты Центрального Казахстана обычно залегают в альбитизированных и грейзенизированных гранитах, реже кристаллы кварца имеются в редкометальных пегматитах; но в обоих случаях они связаны с периферическими областями складчатых систем, спокойными в тектоническом отношении. Внедрение гранитов происходит на глубинах 1000—3000 м от поверхности, и пегматиты локализуются в апикальных частях массивов. Они образуют плоские, залегающие почти горизонтально линзообразные тела, постепенно переходящие в гранит. Среди пегматитовых минералов кварц резко преобладает (50—90%) над альбитом и (реже встречающимся) олигоклазом. К аксессуарным минералам относятся биотит, мусковит, лепидолит, жильбертит, циннвальдит, турмалин и топаз. Внешняя зона пегматитовой жилы сложена письменным гранитом, вслед за которым внутрь идет пегматоидная зона блокового кварца и микроклина и затем кварцевое ядро жилы. В кварцевом ядре имеются пустоты объемом до нескольких кубических метров с друзами горного хрусталя, мориона, топаза и с пластичной глиной. В теле ядра тоже образуются мелкие друзы кварца с очень обильными газово-жидкими включениями. Пегматит около друз и гранит около пегматита сильно трещиноваты. Трещинки заполнены преимущественно кварцем, флюоритом и глинистыми минералами.

Камерные пегматиты Украины приурочены к комплексу гранитов рапакиви протерозойского возраста (в общей сложности 200 изометричных тел диаметром в десятки метров с соответствующими элювиальными россыпями такого же размера). Они характеризуются зональной структурой и наличием камер объемом до 60 м³, заполненных кристаллами, масса отдельных кристаллов кварца достигает 10 т. Морион, дымчатый кварц и горный хрусталь с включениями гидрогематита, гематита, хлорита и серицита сопровождаются монокристаллами топаза массой до 70 кг. Местами на кристаллах горного хрусталя нарастают более молодые кристаллы аметиста, халцедон и опал.

2. Гидротермальные месторождения средних температур с кристаллами горного хрусталя или дымчатого кварца представляют собой безрудные жилы, ассоциирующиеся с кремнистыми породами (кварцитами, слюдяными кристаллическими сланцами и гранитами), которые служили поставщиками значительной части SiO_2 для формирования жил и кристаллов в их пустотах. Мощность жил колеблется от нескольких дециметров до 15—30 м, а самая большая длина разрабатываемых участков составляет 15—20 м. Пустоты с кристаллами кварца, хлоритом, серицитом, глинистыми минералами каолиновой группы, альбитом, турмалином, карбонатами и другими минералами обычно находятся по краям жил, в местах выклинивания или пересечения их трещинами или вблизи апофиз. Строение жил может быть зональным, при котором размер зерен увеличивается вовнутрь, к полости. Вмещающие породы обычно сильно выщелочены, серицитизированы или хлоритизированы. Судя по жидким включениям, растворы в друзовых полостях имели щелочную реакцию во всем кристаллизации кварца, что способствовало растворению более раннего кварца жил и вмещающих пород. Используя этот растворенный кремнезем, кристаллы развивались в пустотах по мере остывания при температурах от 300 до 70 °С.

Кристаллы могут расти непосредственно на стенках открытых трещин в породах, из которых выщелачивается необходимое для роста кристаллов вещество и переотлагается посредством латеральной секреции на участках пониженного давления, т.е. в полостях с альпийским парагенезисом (например, Дофине, Франция, или Сен-Готард, Швейцария). В друзах дымчатого кварца, развитых среди мафических пород, присутствуют еще хлорит, сидерит, актинолит, аксинит и эпидот. В гранитах, кварцитах и слюдяных сланцах горный хрусталь тесно ассоциируется с серицитом, альбитом, адуляром и каолинитом. В карбонатных породах совместно с горным хрусталем встречаются кальцит, сидерит, исландский шпат и актинолит. Обычно кристаллы кварца, нарастающие на стенках полостей, инкрустированы игольчатыми турмалином, рутилом и актинолитом, что ухудшает пьезоэлектрические свойства кварца.

Гидротермальные кварцевые жилы с пьезокварцем на Урале находятся среди протерозойских слюдяных сланцев и нижнеордовикских кварцитов. Они выполняют трещины, либо секущие, либо параллельные по отношению к сланцеватости, но перпендикулярные падению. Породы были деформированы во время герцинского орогенеза с образованием антиклинория с брахиантиклинальным замыканием, падающим на ССВ. Вдоль оси антиклинория в заключительную фазу складчатости внедрились гранитоиды (до диоритов).

На контактах с ними, заимствуя из них и других окружающих пород кремнезем, сформировались кварцевые жилы (до 100 жил на 1 км²). Размер друз кристаллов кварца прямо пропорционален интенсивности гидротермального изменения вмещающих пород. Существует прямая зависимость и между продуктивностью друз и размером зерен жильного кварца вокруг них. Друзы с горным хрусталем, дымчатым кварцем и аметистом (длиной до 2 м, шириной до 1 м) приурочены к участкам выклинивания жил по простиранию или падению (рис. 57). Они формируются за счет частичного растворения жильного кварца. Парагенезис зависит от состава вмещающих пород. Кристаллы кварца нарастают на крупные зерна жильного кварца снизу, в сторону пустоты, выполненной главным образом хлоритовым песком, в ассоциации с некоторыми из перечисленных ниже минералов: рутилом, брукитом, анатазом, магнетитом, гематитом, серицитом, турмалином, аксинитом, сфеном, тремолитактинолитом, тальком, эпидотом, цоизитом, флюоритом, апатитом, лазулитом, вольфрамитом, шеелитом, сульфидами и др. Кварц вырастает также на стенках трещин кварцевых жил. Элювиальные россыпи, возникающие на склонах, имеют эллиптическую форму с удлинением, параллельным простиранию жилы, а коллювиальные россыпи имеют форму конуса выноса.

Бразильские месторождения кварца в штатах Минас-Жерайс, Гояс (рис. 58) и Баия представляют собой гидротермальные выполнения открытых трещин в песчаниках и кварцитах позднекембрийского возраста, образованные в конце раннепалеозойского магматического цикла, который завершился формированием пегматитов и кварцевых жил. Пьезокварц образует полупрозрачные головки очень крупнозернистого кварца, который нарастает на стенках друзовых полостей и дает гребенчатую структуру. Куски пьезокварца обычно весят 0,25 кг, что составляет всего лишь одну десятитысячную часть общей массы жильного выполнения. Только в бананцах относительное содержание поднимается до 1:250. Большинство кристаллов кварца в той или иной мере испорчено двойникованием, наличием ростовых зональных образований (глинистых частиц, жидких включений, волокон рутила) и сростаниями с другими минералами.

На примере жильных месторождений горного хрусталя Арканзаса можно себе представить, насколько исключительны месторождения пьезокварца. Из 1000 разведанных во время второй мировой войны месторождений только шесть были пригодны для разработки. Они дали 200 т кварца (количество пустой породы достигло 40 000 м³), из которых лишь немногим более 2 т были пригодны для употребления.

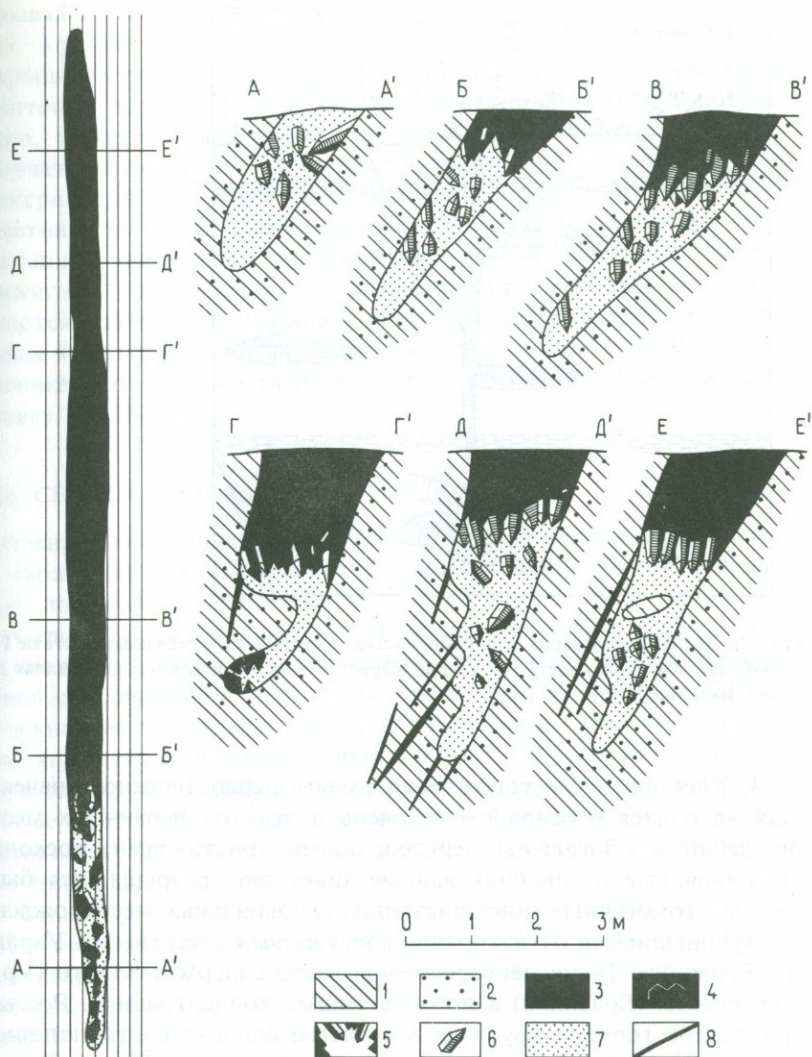


РИС. 57. Горизонтальный (а) и вертикальные (б) разрезы кварцевой жилы с горным хрусталем на Урале (по Карякину, см. [179]). 1 — слюдяные сланцы; 2 — гидротермально-измененные породы; 3 — среднезернистый жильный кварц; 4 — крупнокристаллический жильный кварц; 5 — хрустальные гнезда; 6 — кристаллы кварца; 7 — хлоритовый песок; 8 — трещины с минерализацией.

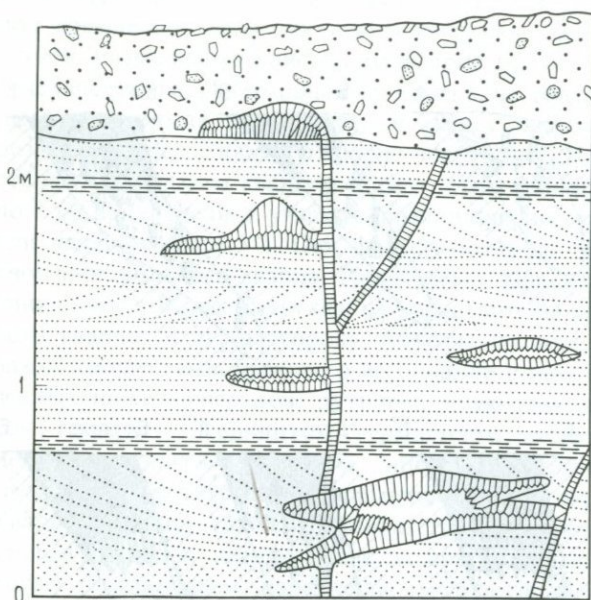


РИС. 58. Жилы пьезокварца в докембрийских косослоистых песчаниках штата Гояс (Бразилия). Крупные кристаллы кварца вырастают на менее ценных кристаллах друзовых выполнений пустот [88].

3. Россыпные месторождения имеют первостепенное значение. Они находятся в основном не очень далеко от первичных месторождений и обогащены первосортными кристаллами, поскольку трещиноватые и сдвойникованные кристаллы разрушаются быстрее, чем гомогенные монокристаллы. Элювиальные месторождения с сохранившимися от истирания кристаллами известны на Украине и в Бразилии. Такие месторождения часто содержат золото (Урал) или алмазы (Бразилия) в промышленных концентрациях. Россыпи кристаллов горного хрусталя в качестве единственного полезного ископаемого разрабатываются только в Бразилии (Минас-Жерайс, Гояс, Эспириту-Санту), но они существуют также в КНР и на Мадагаскаре.

Поиски и эксплуатация месторождений кристаллов кварца. В Бразилии поиски горного хрусталя ведутся главным образом по находкам на поверхности. Разведочное бурение не дает удовлетворительных результатов, а запасы таким методом вовсе не могут быть подсчитаны. Существующая ручная разработка отдельными лицами и небольшими группами поисковиков без применения

взрывчатки более эффективна, чем разработка с применением тяжелых машин, за исключением бульдозеров, необходимых для вскрышных работ, и насосов, обеспечивающих работы ниже уровня грунтовых вод. Кристаллы кварца до того, как попасть к потребителю, проверяются и обрабатываются многими людьми. Однако окончательную оценку пригодности кристаллов, в качестве пьезоэлектриков или оптического материала, дают только изготовители пластинок или линз. Дофинейские двойники и механические дефекты можно определить погружением в масло, имеющее такой же показатель преломления, как кварц. Бразильские двойники распознаются при травлении граней с помощью HF или $(\text{NH}_4)_2\text{F}_2$. Самая малая масса монокристаллов без включений, применяемых в электронике и оптике, составляет 50—100 г, а кристаллов, идущих в плавку, — 10—30 г.

6.20. СЕПИОЛИТ (морская пенка)

Название этого минерала происходит от греческого слова «сепия» — каракатица, рудиментарная раковина которой заполнена веществом, похожим на сепиолит.

Сепиолит представляет собой легкую пористую массу, мягкую во влажном и твердую в высушенном состоянии, обладающую высокой сорбционной способностью (табл. 27). Его микроскопические волокна имеют удельную массу 2,0, но в связи с высокой пористостью агрегатов он плавает в воде и липнет к языку. Желваки сепиолита размером от яйца до головы характерны для коры выветривания серпентинитов (вместе с опалом и массивным магнезитом) и магнезитов. Он может быть переотложен в различных обломочных и аллювиальных отложениях.

Сепиолит используется для изготовления курительных трубок: впервые они были сделаны в Будапеште в 1723 г., а с 1757 г. изготавливаются в Руле, ГДР. При длительном использовании цвет пенковых трубок меняется до коричневого за счет абсорбции никотина.

Крупнейшие залежи сепиолита в коре выветривания серпентинитов близ Эскишехира, Турция, разрабатывались в течение почти 2000 лет. Производство достигло максимума (около 360 т) в 1869 г., а ежегодная продукция в период 1942—1956 гг. составляла 16 т. Другие месторождения известны на территории Сомали (Эль-Бур в 350 км севернее Могадишо), Танзании (район Масаи, 1954 г. — 2,2 т), Кении (1956 г. — 30 т), США (округ Грантс, Нью-Мексико, до 1914 г. добыто 1000 т), Греции (Эвбея, Самос), Боснии, Марокко и Испании (Вальекас, Мадрид, Толедо).

6.21. СЕРА И ПИРИТ

Происхождение латинского слова «sulfur» неизвестно, а название пирита восходит к греческому слову «пирос» — огонь.

Сера в природе находится как самородный элемент. В тех странах, где серные месторождения отсутствуют, серу добывают из различных сульфидов, например пирита, пирротина и марказита. На современный мировой рынок поступает дешевая сера, получаемая как попутный продукт очистки нефти и газа, а пирит и пирротин используют для извлечения серы только в исключительных случаях, обычно по причинам неэкономического порядка.

В природных условиях из шести полиморфных модификаций серы устойчива лишь ромбическая бипирамидальная α -сера. Обычно она находится в массивных или кристаллических агрегатах желтого цвета с глиной, гипсом и известняком в качестве примесей. В сере присутствуют изоморфные примеси Se, As, Te и редко Pb. Она не растворяется ни в воде, ни в H_2SO_4 , но легко растворима в CS_2 и CCl_4 , в сырой нефти, керосине и анилине. Она не проводит тепла и электричества, а при трении на ее поверхности возникает отрицательный заряд. Точка плавления серы $112,8^\circ C$, а при медленном нагревании до $95,5^\circ C$ она постепенно переходит в моноклинную β -серу, которая имеет точку плавления $119^\circ C$. При $248^\circ C$ она горит голубым пламенем с выделением SO_2 . Твердость серы 1,5—2,5, удельный вес 1,9—2,1.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЕРЫ. Сера вместе с известняком, галитом и углем составляет фундамент химической промышленности. Лишенная примесей As, Te и Se при содержании битумов меньше 1% сера применяется главным образом для производства серной кислоты (80% добытой серы). Потребление этой кислоты в определенной мере служит индикатором промышленного развития страны. Серу получают также из газов, отходящих в процессе переработки сульфидных руд. Для получения 1 т суперфосфата требуется около 400 кг H_2SO_4 (52% производимой в мире серной кислоты идет на получение суперфосфата). Помимо этого серная кислота используется в производстве фосфорной, соляной и других кислот, пластмасс, при очистке керосина и масел от сырой нефти, травлении металлов, переработке урановых руд, вулканизации резины и в производстве бумаги, искусственного шелка, спичек, взрывчатых веществ, инсектицидов, красок и других продуктов.

Увеличение добычи и получение дешевой серы как попутного продукта очистки нефти и газа порождает расширение сферы ее использования. Будучи добавленной в асфальт, она повышает долго-

вечность дорожных покрытий, сама по себе она используется для изготовления изоляторов (во вспененной форме), водоотталкивающей пропитки тканей, для приготовления специальных бетонов и растворов, при переработке сточных вод, в электродах щелочных батарей и в сельском хозяйстве. Главной же целью является расширение производства суперфосфата, что помогло бы обеспечить высокую производительность земледелия в ближайшем будущем (в Китай из Канады серу стали импортировать в 1972 г.). Остается неясным, как международный серный рынок будет реагировать на дальнейший рост ее поступления в результате улавливания почти всего SO_2 из промышленных газов с помощью специального оборудования (70 млн. т в год дополнительно к 150 млн. т, выбрасываемым вулканами и другими природными источниками).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕРЫ И ПИРИТА. Выделяются две генетические группы месторождений серы: месторождения собственно серы — группа А и месторождения пирита, пирротина и марказита — группа Б. В свою очередь в группе А выделяются: вулканические (А1 — табл. 8, генетический тип 45), биохимические осадочные (А2, среди которых выделяются стратиформные А2а — табл. 8, тип 86/1) и кепроки соляных куполов (А2б — табл. 8, генетический тип 86/2); месторождения природных газов и нефтей (А3). В группе Б: магматические (Б4), контактово-метасоматические (Б5 — табл. 8, генетический тип 20), гидротермальные (Б6 — табл. 8, генетический тип 35) и стратиформные (Б7 — табл. 8, генетический тип 87).

Кроме того, самородная сера образуется при неполном окислении сероводорода в холодных минеральных водах (при полном их окислении сера также окисляется): $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$ (при избытке H_2S). В отложениях этого типа вместе с серой присутствуют кальцит, арагонит, гипс и травертин. Этот тип в СССР на Кавказе представлен месторождениями Дагестана, а в Мексике — Сьерра-де-Бандерас. Эти залежи невелики и могут иметь только местное значение. То же самое касается и отложений серы, образованных при окислении сульфидных месторождений: $\text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$ (образующаяся при окислении сульфидов) = $\text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{S} + \text{S}$. Сера сохраняется неокисленной, так как изолируется от атмосферы аутигенными минералами и сероводородом. Ресурсы серы, связанной в огромных залежах гипса и ангидрита, практически неистощимы. В 1971 г. из сульфатов было извлечено 650 тыс. т серы, но ее производство постепенно уменьшается. Меньшее значение имеют отложения пирита и марказита («фальшивое золото») в углях.

А1. Вулканические залежи серы, связанные с фумаролами и

сульфатами, относятся к сублимационному типу (а) (см. разд. 2.6. «Сублиматы»). Сера образует натёки, корки и друзы на туфовых и лавовых стенках кратеров или жилы и несогласные тела в туфах. К их образованию может вести реакция $2\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 = 3\text{S} + \text{H}_2\text{O}$ (Япония). Горячие газы с H_2S , SO_2 и S_2 при охлаждении конденсируются и как гидротермальные растворы (б) могут вызывать в кратерах замещение туфов и лав серой, опалом и алунином при одновременном образовании марказита. В кратерных озерах около выходов термальных источников могут образоваться вулканогенно-осадочные месторождения серы (в). Повышение температуры вулканических газов может вызвать плавление серы на стенках кратера и ее концентрацию на его дне в форме серного озера (г). Таким же путем образуются наиболее интересные японские месторождения серных потоков. В начале XIX в. из паразитического кратера на склоне вулкана Сиретоко-Иосан на острове Хоккайдо такие потоки изливались трижды. Последнее излияние произошло в 1936 г. На протяжении восьми месяцев извержения повторялись регулярно с интервалами в 3—5 дней, и в долину шириной 20 м излился серный поток мощностью 5 м и длиной 1400 м.

Вулканогенные месторождения до недавнего времени были главным источником серы в Японии (всего 40 месторождений), но сейчас разработка их сократилась из-за дешевизны серы, получаемой из нефти.

Серные месторождения вулканического происхождения разрабатываются в Турции (Кециборлу), Мексике (Лос-Серритос в Сан-Луис-Потоси) и в Италии (Помеция близ Рима), добыча сероносного ила планируется близ озера Икспако в Гватемале и из озера Ротокауа в Новой Зеландии. Почти 100 месторождений с запасами около 100 млн. т серы известны в Чилийских Андах. В США на месторождении Левиатан, Калифорния, в течение 1953—1962 гг. эксплуатировались серные жилы и импрегнационные выделения серы в измененных андезитовых туфах (28% S). Залежь на вулкане Калинка близ Детвы в Чехословакии возникла в результате трех извержений миоценового андезитового вулкана и представлена озерком затвердевшей серы на дне кратера. По соседству с этим вулканом есть три 5-метровых слоя туфа с обломками серы до 0,2 м в поперечнике, разделенные слоями бессерных туфов. Это месторождение разрабатывалось до 1862 г.

A2a. Биохимические осадочные месторождения серы стратиформного типа образуются в лагунах совместно с гипсом, ангидритом, галитом и сильвином среди мергелей и известняков. Анаэробные бактерии, обитающие на дне лагуны (такие, как *Desulfovibrio*,

Desulfotomaculum), восстанавливают сульфаты до сероводорода (см. реакцию 7 в разд. 3.10), который в свою очередь окисляется до серы близ поверхности. Она осаждается на дно в форме рассеянной вкрапленности, тонких слоев или выполняет поры и пустоты в лагунных осадках.

Примером месторождений этого типа могут быть Водинское, Алексеевское и Сюкеевское месторождения в среднем течении Волги между Казанью и Куйбышевом, СССР. Они залегают в пермских мергелях, известняках, доломитовых известняках и доломитах с прослоями гипса и ангидрита. Сероносные горизонты мощностью от 0,1 до 3,5 м приурочены к известнякам, доломитам, гипсам и мергелям — рассеянные кристаллики серы образуют почти мономинеральные слои. Среднее содержание серы 10—25%.

Польские месторождения серы впервые были упомянуты в 1415 г. в грамоте короля Владислава, предоставлявшей жителям Кракова право поисков, разведки и добычи серы близ Сwoшовице. Эти месторождения связаны с Предкарпатским прогибом и расположены по соседству с Тарнобжегом. Они были оценены разведочными работами в 1953 г. и разрабатываются с 1960 г. (открытые карьеры: Пясечно до 1970 г., Махув с 1969 г.). Эксплуатация с использованием фраш-процесса (см. ниже): Гржибов с 1966 г., Езёрко с 1967 г., Сташув). Распространение серы ограничено эвапоритовым горизонтом, в котором минеральные зоны удлинены параллельно передовому прогибу (в общем с запада на восток) и который подстилается юрскими известняками или кембрийскими кристаллическими сланцами. В основании миоценовой осадочной толщи в лагунах по периферии передового прогиба имеется слой хемогенных известняков, который отложен в море на глубине около 50 м. Он перекрыт сульфатным слоем с максимальной мощностью его на участках баров, отделяющих лагуну от открытого моря.

Гипсовый горизонт замещен большей частью серой и кальцитом с небольшими примесями арагонита, барита и целестина (о генезисе серы см. разд. 3.10). Он распространен на территории (4—8) × × 25 км, его мощность близ Пясечно составляет 10 м (25% S), близ Махува — 12,5 м (30% S) и в Езёрко — 15—17 м (35% S). Доказанные запасы составляют 100 млн. т, а прогнозные — в несколько раз больше. При мощности перекрывающих отложений (сарматские глины, миндельские пески) до 100 м месторождения эксплуатируются открытым способом, а при большей мощности вскрыши — фраш-методом. Обрушенный материал дробится до 0,1—0,2 мм и затем обогащается путем флотации (содержание серы возрастает до 86%), выплавки серы, фильтрации и сублимации

(содержание серы в очищенном продукте и в сырой сере, добытой при подземной выплавке фраш-методом и ПВС составляет 99,6%). Польша экспортирует серу в страны СЭВ, Скандинавию, Бразилию, США, Индию, Австралию и другие страны. Частично сера транспортируется в жидком состоянии при температуре 131—134 °С.

Месторождения серы в Предкарпатье известны также на территории Украины, где их эксплуатация ведется близ Роздола, Язова, Сороки и Немирова с использованием как открытых разработок, так и ПВС. Все сказанное приложимо и к залежам серы в юрских известняках Туркмении, месторождение Гаурдак. В Альпийско-Гималайском передовом прогибе, в Ираке вблизи Мосула в тавридах и иранидах расположено среднемиоценовое месторождение Мишрак, которое разрабатывается методом ПВС с 1972 г.

В США среди многих других стратиформных месторождений серы максимальную продукцию (2 млн. т) дает месторождение Калберсон, Техас.

Месторождения Сицилии, которые когда-то были главным мировым источником серы, связаны с миоценовыми известняками, представляющими собой основание гипсового горизонта, перекрытого глинами и известняками. Формация гипсов развита в небольших бассейнах диаметром 1,5—8 км. Средняя мощность слоев сероносных известняков составляет 3—4 м (максимум 30 м), содержание серы колеблется от 12 до 50%.

A26. Серные залежи в кепроках соляных куполов образуются путем редукции сульфат-иона до H_2S и последующего его окисления до S (аналогично генетическому типу A2a). Восстановление происходит либо бактериальным (процесс 7a в разд. 3.10) путем с последующим окислением (по уравнению 2), либо как неорганическое восстановление углеводородами нефтяных залежей (уравнения 7a, 7б) с последующим окислением кислородом близповерхностных грунтовых вод. В противоположность сере биохимического осадочного происхождения (процесс выражается теми же самыми уравнениями) сера в кепроках соляных куполов образуется после завершения процесса седиментации и диагенеза одновременно с подъемом соляного диапира с глубины (см. разд. 7.18). На глубине около 3000 м соль начинает растворяться под воздействием горячих подземных вод. Кепрок образуется как результат аккумуляции нерастворимого остатка от галита (5—10%), представленного в основном ангидритом. На контакте диапира с нефтью и анаэробной бактериальной средой бактерии, потребляя нефть как источник энергии, разлагают ангидрит с выделением H_2S (см. уравнение 7б в

разд. 3.10). В верхней части ангидрит замещается ячеистым брекчированным кальцитом, а на большей глубине гидратируется с образованием гипса. На контакте этих двух зон как гипс, так и кальцит замещаются зернистыми массами самородной серы, а в полостях и трещинах кальцитовой зоны кристаллизуются хорошо ограненные ее кристаллы. Мощность сероносной зоны с содержанием 15—25% колеблется от нескольких метров до 100 м, составляя в среднем 30 м. Большая часть новообразованного сероводорода просачивается кверху сквозь толщу ангидрита, известняка и перекрывающих пород, нарушенных трещиноватостью вследствие подъема диапира. В результате окисления над диапиром может образоваться элементарная сера. После того как движение диапира замедляется, а затем и вовсе затухает и трещины становятся забитыми вновь образованным кальцитом или пиритом, сероводород реагирует с SO_4^{2-} (анионом ангидрита) или с O_2 , образуя самородную серу. Масштабы развития этих процессов тем больше, чем дольше находится диапир в состоянии покоя, чем более непроницаемы перекрывающие его породы и чем больше нефти проникает в зону кепрока (по Тэйлору и Гольдману, см. [115]).

Серные месторождения кепроков соляных куполов называют эпигенетическими (в противоположность сингенетическим биохимическим осадочным месторождениям типа А2а), но для них оправданным может быть и термин «метасоматические». Углеводороды и бактерии являются замещающими агентами, а гипс и ангидрит — замещаемыми компонентами. Продуктом всего процесса в целом является самородная сера, остающаяся на месте образования совместно с кальцитом. Если сероводород (?), образованный при бактериальном или неорганическом восстановлении сульфат-иона, проникает кверху и реагирует с кислородом близповерхностных грунтовых вод, давая самородную серу, то залежи такого типа правильнее называть импрегнационными, а не инфильтрационными, поскольку инфильтрация предусматривает привнос полезного компонента на глубину с поверхности.

Самые крупные месторождения кепроков соляных куполов разрабатывают на побережье Мексиканского залива в штатах Техас и Луизиана и в Мексике.

Помимо ангидрита соляные диапиры этого региона содержат небольшое количество доломита, кальцита, кварца, пирита, гауэрита, гематита, целестина, барита и сидерита. Объем серной залежи не зависит от площади развития кепрока: купол Салфер в Луизиане (рис. 59) площадью 0,3 км² в период 1894—1924 гг. дал приблизительно 10 млн. т серы, тогда как купол Палангана в Техасе, зани-

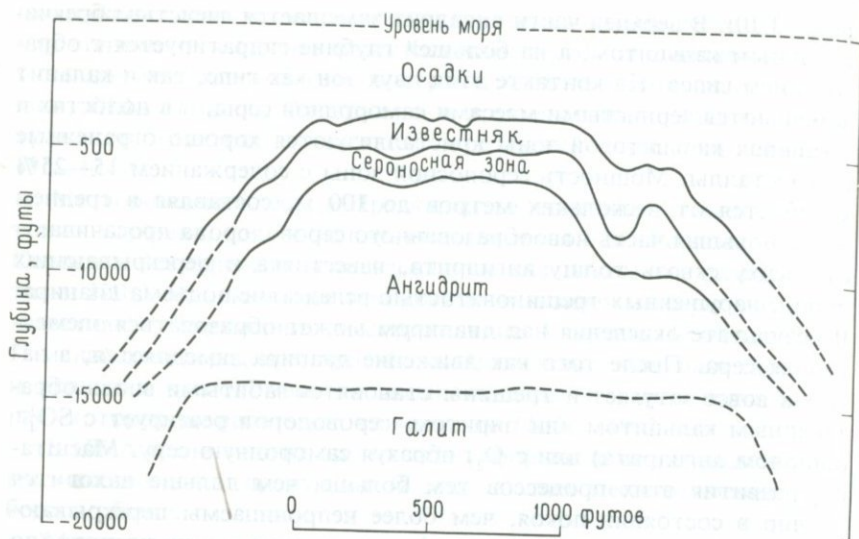


РИС. 59. Разрез соляного диапира Салфер, Луизиана, США, с месторождением серы в кепроке (по Келли, см. [112]).

мающий площадь 7,2 км², позволил извлечь в течение 1928—1935 гг. только 240 тыс. т серы.

Серная залежь может выходить за пределы вершинной части соляного купола (рис. 60). Импрегнация соли присутствуют в пористых породах около соляного купола. Небольшие соляные штоки полностью покрываются серосодержащим кепроком. Удлинение серной залежи совпадает с удлинением площади вершинной части кепрока.

Соляные купола, формирование которых не сопровождается выделением углеводородов, не содержат серы в гипсовой шляпе (например, Штасфурт в ГДР и Клодава в Польше). Очевидно, это связано с тем, что анаэробные бактерии не могут существовать без углеводородов как источника энергии для их жизнедеятельности, включая процесс сульфатредукции.

По времени образования осадочные биохимические серные месторождения и месторождения кепроков в основном совпадают с теми же геологическими эпохами, что и галогенез, т.е. с пермской и неогеновой. Сера обнаруживается там, где гипсы чередуются с известняками, доломитами и мергелями или контактируют с ними. Галогенез перми и позднего миоцена в свою очередь объясняется гипотезой Хсю о высыхании глубоких бассейнов (см. разд. 2.10).

Большинство неогеновых и новейших серных залежей как вулканогенного, так и осадочно-биохимического происхождения концентрируется в следующих провинциях: Кордильерской (Аргентина, Чили, Боливия, Перу, Эквадор, Колумбия, западная часть США — преимущественно вулканогенные месторождения), Восточно-Азиатской (Камчатка, Курильские острова, Япония, Тайвань, Филиппины, Ява, Новая Зеландия — преимущественно вулканогенные месторождения), Карибской (Мексика — Теуантепек, 41 соляной купол, Техас и Луизиана — 12 из 400 соляных куполов содержат промышленную серу в кепроках), Средиземноморской (Сицилия — осадочные месторождения; Апеннинский полуостров, Южная Франция, Испания — преимущественно вулканогенные месторождения), Предкарпатской (Тарнобжег).

Кордильерская и Восточно-Азиатская провинции образуют часть Циркумтихоокеанской минерагенической зоны, уникальной по богатству рудными месторождениями. Изобилие серы и металлов, очевидно, связано с верхней мантией через зоны субдукции под Андами, Алеутскими и Курильскими островами, а также Японской островной дугой.

С точки зрения глобальной тектоники строение Карибской провинции представляется очень запутанным и противоречивым. Верх-

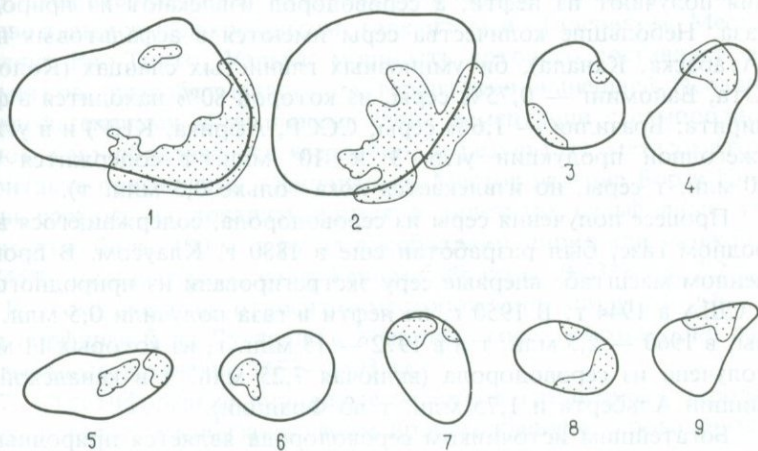


РИС. 60. Положение серных залежей (показаны крапом) в контурах вершинных частей соляных куполов в районе Мексиканского залива [112]. 1 — Нью-Галф — Болинг, Техас; 2 — Хальтипан, Мексика; 3 — Хай-Айленд, Техас; 4 — Каминада-Пасс, Луизиана; 5 — Чакахула, Луизиана; 6 — Сан-Кристобаль — Капоакан, Мексика; 7 — Дамон-Маунд, Техас; 8 — Мосс-Блафф, Техас; 9 — Гранд-Икайл, Луизиана.

нетриасовые и нижнеюрские осадочные месторождения серы возникли на аккреционной окраине литосферной плиты.

Происхождение Средиземноморской провинции, возможно, объяснено столкновению Евразии с Африканским щитом, которое началось с позднего мела (?) и закончилось в позднем миоцене. Последняя фаза складчатости в области Тетис приурочена к этой эпохе, что подтверждается надвигом осадков верхнего миоцена на осадки среднего миоцена в Предкарпатском прогибе в Моравии, ЧССР, и Польше. Согласно Сюю[81], сообщение Средиземного моря с Красным и Черным морями было прервано. Сера на острове Сицилия имеет тот же возраст, что и соляные купола под ложем Средиземного моря, а также соляные и серные месторождения Карпатского передового прогиба (Тарнобжег, Западная Украина) и его лагун (в окрестностях Опавы, ЧССР, развит только гипс; соль не была найдена, а сера отсутствует из-за отсутствия углеводородов). Вулканогенные месторождения серы северо-западного Средиземноморья образовались во время столкновения Евразии с Африканским щитом в позднем миоцене, когда были восстановлены связи с глубинными источниками серы (Южная Франция, Испания), и они еще продолжают образовываться (Этна на Сицилии, Везувий в Тоскане).

А3. Природные газы и нефти. Серу органического происхождения получают из нефти, а сероводород извлекают из природного газа. Небольшие количества серы имеются в асфальтовых песках (Атабаска, Канада), битуминозных глинистых сланцах (Колорадо, Юта, Вайоминг — 0,75% серы, из которой 80% находится в форме пирита; Бразилия — 1,6% серы; СССР, Африка, КНР) и в углях (в ежегодной продукции угля 3×10^9 млн. т содержится более 30 млн. т серы, но извлекается пока только 0,5 млн. т).

Процесс получения серы из сероводорода, содержащегося в природном газе, был разработан еще в 1880 г. Клаусом. В промышленном масштабе впервые серу экстрагировали из природного газа в США в 1944 г. В 1950 г. из нефти и газа получили 0,5 млн. т серы, в 1960 — 2,5 млн. т и в 1972 — 15 млн. т, из которых 11 млн. т получено из сероводорода (включая 7,25 млн. т в канадской провинции Альберта и 1,75 млн. т во Франции).

Богатейшим источником сероводорода является природный газ из месторождений у подножий Скалистых гор в Альберте, содержащий 50% H_2S . Каждая производственная единица дает 1000 т серы в день. Во Франции для извлечения серы используется газ с содержанием H_2S 15,2% на месторождении Лак провинции Аквитания. В США в ближайшем будущем основным местом добычи серы

будет зона юрских пород, простирающихся через территории штатов Миссисипи, Алабама и часть Флориды. Серу извлекают из природного газа также в Иране, ФРГ, Мексике и СССР (Оренбург — 3% H_2S).

В 1972 г. сорок шесть стран получили 3,25 млн. т серы из нефти (США — 1,2 млн. т, 59% ее в Техасе и Калифорнии; Япония — 0,5 млн. т). Среднее содержание серы в нефти составляет 1,7%. Нефть Ближнего Востока, Венесуэлы и СССР содержит больше серы, чем нефть США и Северной Африки. При очистке нефти улавливается 10—15% серы, а остальная ее часть уходит в виде SO_2 в атмосферу после сгорания.

Б4. Магматические месторождения пирита и пирротина образуются при разделении сульфидного и силикатного расплавов в процессе магматической дифференциации. Пирротин вместе с пентландитом и халькопиритом находится в базальных частях интрузивных тел основного состава (например, Садбери, Канада). Как в этом генетическом типе, так и в гидротермальных сульфидных месторождениях сера является только попутным продуктом, извлекаемым из металлических руд.

Б5. Контактново-метасоматические месторождения пирита и пирротина локализируются на контакте гранитоидных интрузивов с породами кровли (например, Гаворрано в Тоскане, Италия).

Б6. Гидротермальные месторождения пирита и пирротина часто сопровождаются халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Месторождение Рио-Тинто, Уэльва, мощность которого составляет сотни метров, разрабатывалось на территории нынешней Испании еще карфагенянами и римлянами (зона цементации с самородной медью). Оно образовалось, вероятно, в результате метасоматоза на контакте порфириров с филлитами. Месторождение Бор в Югославии состоит из локализующихся в андезитах сульфидных тел мощностью более 100 м, в рудах преобладают пирит или халькопирит (45% в концентрате, содержащем 50% серы, 0,03% As, 2,2 г/т Au). К этому же типу относится месторождение пирита (с 6% серы) в порфирах близ Лукавице в Железных горах (Чехия). Оно разрабатывалось в течение 1672—1893 гг.

Б7. Стратиформные пиритовые залежи в графитовых породах (а) или в туфах (б) обязаны своим происхождением сероводороду, который (а) образовался при разложении органического вещества в анаэробных условиях глубокого моря или заливов (углерод в залегающих рядом графитовых породах является другим продуктом того же процесса разложения), или (б) поступал с эксгаляциями и из источников термальных вод на океанское дно, в ассоциации с пи-

ритом в этих случаях встречаются сульфиды Pb, Zn и Cu, или, наконец, (в) сероводороду регенерационного типа, высвобожденному при гранитизации ранее существовавших сульфатсодержащих осадков. К этому типу относятся словацкие месторождения в Малых Карпатах (Аугустин, Фердинанд — Каролина, Ягоднинско, Турецки-врх в нижнепалеозойских и протерозойских амфиболитах и графитовых филлитах) и в Смольнике [167].

Среднее содержание серы в стратиформных месторождениях низкое, даже если присутствуют мономинеральные пласты и жилы пирита. На месторождении графитовых филлитов с пиритом в протерозое Центральной Чехии близ Хвалетице (тип Б7а), которое разрабатывалось с 1952 по 1975 г., среднее содержание серы составляло всего 9%. Промышленные месторождения пирита содержат обычно 40—50% серы. Она используется главным образом для производства серной кислоты, а пиритовые огарки идут как железная руда.

Процессы окисления пиритовых месторождений до глубины 50 м приводят к возникновению естественного электрического поля, которое делает возможным применение для поисков метода спонтанной поляризации.

ДОБЫЧА СЕРЫ. До 1914 г. главным мировым производителем серы была Сицилия, где добыча ее началась в XV в. В 1894 г. в штате Луизиана для извлечения самородной серы из пористых сульфатсодержащих пород, перекрытых непроницаемым слоем, был применен так называемый «фраш-процесс» (рис. 61). К 1971 г. этим методом в Луизиане, Техасе и Мексике извлекли 236 млн. т серы. Самое большое количество серы после 1929 г. дала залежь купола Боллинг в Техасе (68,5 млн. т). Извлечение составляет около 65%, ежедневная производительность одной скважины достигает 100—500 т серы. Земная поверхность на участках отработанных блоков опускается на несколько метров. Стоимость серы, добытой фраш-методом, на 25% меньше, чем серы, добытой в карьерах открытым способом.

Через 10 лет, после того как фраш-процесс был внедрен в Карибском регионе, США стали главным поставщиком серы из кепроков соляных куполов. Одновременно упали цены на серу. В 1950 г. половину всей добытой серы составляла самородная сера, а другую половину — пиритная сера. После 1960 г. увеличилось количество серы, добываемой в качестве попутного продукта очистки нефти и природного газа (в 1960 г. оно составляло 10% мирового производства). В 1968 г. производство дешевой серы, извлекаемой из углеводородов, вызвало резкое падение цен на серу с 42 до 30 долл. за

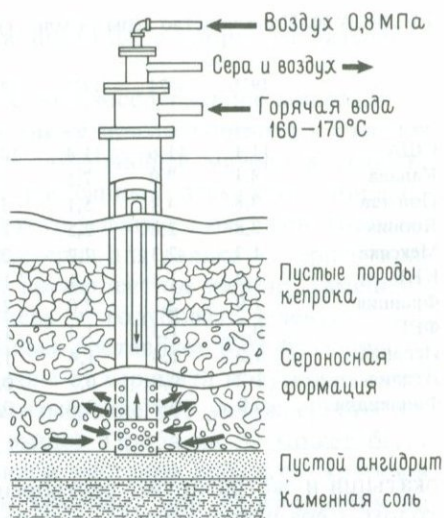


РИС. 61. Схема фреш-процесса извлечения серы (по Ланди, см. [45]).

1 т. Эта конкуренция со стороны серы, полученной в качестве попутного продукта при очистке нефтей и природного газа (в 1972 г. она составила 30% мировой добычи), привела к упадку сицилийской серной промышленности и в значительной мере подорвала разработку пиритовых месторождений (например, Рио-Тинто в Уэльсе). В настоящее время классические месторождения серы и пирита разрабатываются только в тех странах, которые не обладают достаточно крупной собственной нефтяной или газовой добычей (за исключением Ирака), или там, где серные месторождения находятся поблизости от потребителя или где одновременно получают ценный попутный продукт (пиритовые огарки для близлежащих металлургических заводов, цинковый и медный концентраты — в обоих случаях из сульфидной руды).

В настоящее время с использованием фреш-процесса самородную серу добывают из кепроков соляных куполов в Луизиане (включая искусственно созданные острова Гранд-Айл и Каминада). В западном Техасе, СССР, Ираке, Франции, Испании, Иране и юго-восточной части Нью-Мексико разрабатывают стратифицированные биохимические осадочные месторождения серы. Применяемые методы их отработки включают фреш-процесс, открытую разработку, подземную камерно-столбовую проходку, разработку с закладкой и другие.

Вулканогенную серу извлекают из туфов с помощью выплавки, очищают с помощью сублимации или флотации, затем получают

ТАБЛИЦА 30. Производство серы (в млн. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	11,1	11,6	11,4	10,9	10,7	11,2	12,1	11,8
Канада	8,1	7,9	7,5	7,3	7,5	7,2	7,0	7,4
Польша	3,8	4,4	5,1	5,2	5,2	5,4	5,2	4,9
Япония	2,8	2,8	2,5	2,6	2,8	2,7	2,9	2,9
Мексика	1,7	2,3	2,2	2,2	1,9	2,1	2,4	2,6
КНР	1,2	1,1	1,1	1,4	1,8	2,2	2,3	2,3
Франция	1,9	2,1	2,0	2,0	2,2	2,1	2,2	2,1
ФРГ	0,5	1,3	1,3	1,4	1,6	1,6	1,8	1,8
Испания	1,2	1,4	1,4	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
Италия	1,2	0,8	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6
Финляндия	0,9	0,7	0,7	0,7	0,4	0,3	0,4	0,4

окатыши и экстрагируют растворением или каким-либо другим методом. Сера невулканического происхождения обычно образует импрегнации и выполнения в пустотах известняков. Сырье подвергается дроблению, грохочению, отмывке для удаления глины и флотации. Обогащенный материал, или концентрат, плавится в специальных печах или автоклавах, а сырая сера и сера, полученная фракш-процессом, очищаются с помощью плавления и сублимации в ретортах.

Вулканогенные месторождения служат источником серы в 12 странах, природный газ — в 10 странах (ведущие Канада и Франция), нефть — в 50 странах (ведущие США и Япония). В 30 странах серу получают из пирита (СССР, Япония, Испания и т.д.).

6.22. ТАЛЬК И МЫЛЬНЫЙ КАМЕНЬ

Слово «тальк» имеет арабское происхождение, впервые оно было использовано Яхизом из Бассоры в 869 г., в Европе первый раз его использовал Агрикола. Название «стеатит» от греческого «стеатос» — «жирный» было введено Плинием Старшим.

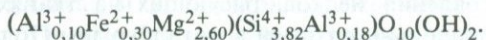
Тальк и его массивная разновидность стеатит (табл. 27) представляют собой мягкий белый (если без примесей) чешуйчатый силикат магния с гидроксильной группой. В нем может быть примесь клинохлора (хлорит с Fe^{2+} и Mg), лейхтенбергита (хлорит с Mg и ничтожной примесью Fe^{2+}), серпентина, магнезита, тремолита, антофиллита или актинолита. Сырье, содержащее больше 25% примесей этих минералов и по меньшей мере 35% талька, называют мыльным камнем. Материал, содержащий более 75% талька, иног-

да называется тальцитом. В Италии тальк с хлоритом называют «григио».

Качество талька ухудшают все железосодержащие минералы, в особенности содержащие Fe^{3+} , а также примеси пирита и окислов марганца. Двухвалентное железо, замещающее магний в решетке талька, менее вредно. Примеси рассеянных элементов придают тальку разную окраску: хром — густо-зеленую с пятнами фиолетового (особенно такая окраска характерна для талька из серпентинитов), никель — яблочно-зеленую, двухвалентное железо, замещающее Mg в решетке, — зеленую, медь — голубовато-зеленую.

Сопротивление стиранию у талька составляет 0,03 (у кварца — 100). Микроскопически он не отличим от серицита и мусковита, поэтому требуется анализ на Al и измерение рН увлажненного порошка минерала (рН мусковита выше). Проба на Al может быть сделана, например, с использованием раствора кобальта, который будет окрашивать смоченный им мусковит при прокаливании на древесном угле в голубой, а тальк — в розовый цвет.

Кристаллическая решетка талька сложена пакетами толщиной 0,66 нм, в каждый пакет входят два тетраэдрических слоя SiO_2 , между которыми находится бруситовый слой с октаэдрической координацией Mg. Тетраэдры образуют псевдогексагональный узор (в действительности моноклинной симметрии). Базальные трехслойные пакеты, отстоящие друг от друга на 0,18 нм, связаны между собой слабыми силами Ван-дер-Ваальса, чем объясняется весьма совершенная спайность талька по базальной плоскости, гибкость чешуек и его чрезвычайно низкая твердость. Кремний в кремнекислородных тетраэдрах может быть замещен алюминием. Избыточная валентность в этом случае компенсируется частичным замещением магния в бруситовом слое ионами Al^{3+} или Fe^{2+} , так что формула талька изменяется, например, таким образом:



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТАЛЬКА. Тальк используется во многих отраслях промышленности, число которых постоянно растет (табл. 27). Он имеет много благоприятных свойств: низкую твердость, мягкость пудры, высокую покрывающую способность, высокую точку плавления, химическую инертность, низкую электропроводность, высокую абсорбционную способность по отношению к жирам, краскам, маслам, смолам, очень низкую гигроскопичность и чистый белый цвет. В текстильной промышленности он используется для импрегнации тканей и для проклейки их совместно с крахмалом. Особо чистый тальк идет для таких предметов туалета, как мыло,

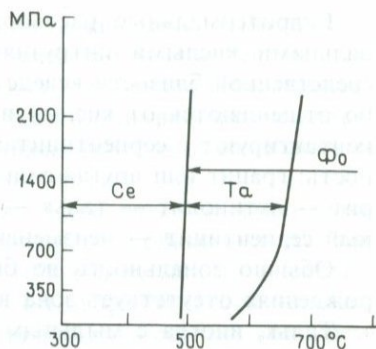
зубная паста, пудра и румяна. В резиновой промышленности он находит применение в производстве изолирующих труб для электролиний и в вулканизации. Химическая промышленность использует тальк как катализатор благодаря его большой удельной поверхности. Тальк особой чистоты используется в фармацевтической промышленности.

Самые чистые разновидности талька служат важным сырьем для электрокерамики. Высокосортный тальк для электрокерамики содержит меньше 0,7% Fe_2O_3 , а после обжига в нем отсутствует кристобалит, есть лишь метатальк, т.е. модификация MgSiO_3 . Этот продукт называют в технике «стеатитом», его можно получить только из минерала стеатита или из молотого всухую спрессованного талька. После обжига при 1300—1400 °С получаемый продукт на 90% состоит из кристаллического метасиликата магния и на 10% из стекла. Сопротивление «стеатита» увеличивается при добавке циркона. Временное сопротивление сжатию составляет от 490 до 880 МПа, точка размягчения 1250—1400 °С, электрическое сопротивление при температуре 20 °С составляет $> 10^{14}$ Ом/м, а диэлектрическая проницаемость (т.е. отношение потенциала в вакууме к потенциалу в изоляторе) составляет от 5,5 до 7,5 (та же величина для бакелита 5,3). В магнитных полях «стеатит» ведет себя как парамагнетик. Стеатит (в техническом значении) используется для производства керамики [тальк + (25 — 40%) глины] с повышенной устойчивостью к растрескиванию, глазурей, кровельных и огнеупорных материалов, приборных досок с увеличенной механической прочностью, изоляторов высокого и низкого напряжения, деталей радиолокаторов, пудры для маскировочного покрытия военных судов и автомобилей, а в резиновой промышленности — как наполнитель и опудривающий агент, предохраняющий от слипания.

Стеатит (минерал) применяется в производстве газовых горелок, для изготовления мелков, рисующих на тканях, металлах и пластмассе, и плавильных тиглей в металлургии. Полагают, что из него вырезаны многие китайские статуэтки, но обычно их резали из массивных разностей пиррофиллита, называемого аргальматолитом.

Огнеупорный кирпич для металлургических, стеклоплавильных и цементных печей режут прямо в карьерах из мыльного камня. Электроизоляционные изделия изготовляют из тальк-лейтенбергитового сланца (они выдерживают напряжение 500 В). Тот же материал используется в производстве химически стойкой аппаратуры и тиглей для плавления цветных металлов и их сплавов. Кирпичи, сделанные из мыльного камня, использованы, например, на строительстве церкви в Хельсинки. Уральский лиственит, близкий к

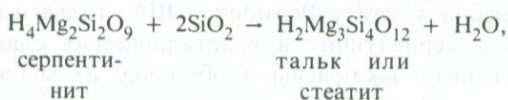
РИС. 62. Минеральные ассоциации, образующиеся из компонентов серпентинита в зависимости от температуры и давления ([25], с изменениями). Се — серпентиниты; Та — тальк; Фо — форстерит.



мыльному камню, содержит брейнерит в качестве основной карбонатной примеси.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТАЛЬКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. На рис. 62 показано, что в лабораторных условиях тальк устойчив при температурах 500—700 °С, ниже 500 °С образуется серпентин, а выше 700 °С устойчивы минералы, лишенные ОН-группы, такие, как энстатит, кварц и форстерит. Экспериментально установлено, что в природе тальк образуется как из истинных, так и из коллоидных растворов посредством реакции магния и кремнезема в гидротермальных условиях в конечных фазах регионального или контактового метаморфизма (в условиях зеленосланцевой или амфиболитовой фации). Образование его идет при гидротермальном привносе кремнезема в магнезиальные породы. В зависимости от условий, при которых привносится кремнезем и происходит мобилизация магния, а также от типа пород, поставляющих магний, можно выделить следующие генетические типы месторождений: 1) в ультрабазитах и серпентинитах (табл. 8, генетический тип 40/2); 2) в магнезитах, доломитах и доломитовых известняках на контактах с кислыми интрузивами (а) или силикатными породами (б); 3) остаточные обломочные месторождения, образованные при выветривании месторождений первого и второго типов (табл. 8, генетический тип 56).

1. Месторождения талька и мыльного камня в ультрабазитах и серпентинитах могут образоваться в соответствии с уравнениями



Гидротермальные растворы с SiO_2 или CO_2 либо связаны с дальними кислыми интрузиями, либо высвобождаются в непосредственной близости вследствие метаморфических процессов, либо отщепляются от кислых интрузивов, которые непосредственно контактируют с серпентинитами. Образуется определенная зональность: гранит или другая силикатная порода — вермикулит — хлорит — актинолит — тальк — оталькованный и карбонатизированный серпентинит — неизмененный серпентинит.

Обычно зональность не бывает полной, на тальковых месторождениях отсутствует зона вермикулита.

Тальк, иногда с мыльным камнем, образуется в серпентинизированных дунитах и перидотитах, а мыльный камень — в пироксенитах.

Шабровское месторождение в 20 км от Свердловска представляет собой пример проявления мыльного камня в серпентинизированных перидотитах. Мыльный камень здесь состоит из равных порций талька и магнезита (реже брейнерита), залегает в виде трех линз длиной до 2 км и мощностью 50—350 м, в которых не проявляется признаков выклинивания до глубины 200 м. Серпентиниты являются частью серии мусковит-хлоритовых сланцев с прослоями кварцита и мрамора. Линзы пересекаются кварцевыми жилами, связанными с залегающим поблизости гранитным интрузивом. Огнеупорный кирпич нарезают из мыльного камня непосредственно в карьере, а путем флотации остающейся массы получают тальковый и магнезитовый концентраты [179].

Близ Сегозера в Карелии в серпентинизированных пикритах образовались хлорит-тальковые сланцы.

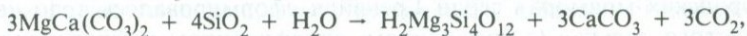
Около Миасса к западу от Челябинска имеется несколько месторождений, сходных с Шабровским. Основным минералом является стеатит, который образует линзы мощностью 2—3 м (максимально 12 м) в серпентинитах среди нижнепалеозойских кристаллических сланцев. Часто эти линзы расположены на контактах даек кислых пород. Это месторождение, в котором стеатит является преобладающим компонентом, местами содержит промышленные количества золота в россыпях. В юго-восточной и юго-западной частях гнейсового плато Мюнхберг, ГДР, мыльный камень локализуется в серпентинитах и зеленых сланцах.

Близ Джонсона в штате Вермонт, США, тальк и мыльный камень замещают серпентинит в кристаллических сланцах. Другие линзы серпентинита заключены в оболочку из мыльного камня, талька и хлорита. Полагают, что тальк образовался при гидротермальном изменении хлорита, который в свою очередь возник из серпентина.

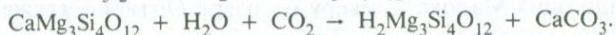
Мыльный камень из Спрингфилда в Массачусетсе, США, залегающий в метаморфизованном норите, использовался индейцами для изготовления трубок и сосудов. На месторождениях Пенсильвании тальк образовался в серпентинитах вместе с амфиболом и хлоритом. В Виргинии добыча мыльного камня ведется из линзовидных тел длиной до 600 м и мощностью до 100 м.

Взаимосвязь происхождения талька и хризотила в серпентините. Химическое различие талька и хризотила только количественное (в хризотиле содержание MgO на 10% выше, так как в кристаллической структуре талька на один слой SiO₄-тетраэдров больше). Оба минерала образуются в связи с привнесом в серпентинит кремнезема — тальк приблизительно при 500 °С, а хризотил — примерно при 400 °С. Там, где серпентинит контактирует с гранитом непосредственно, образуется простая зональность (ср. разд. 6.2 и 6.22). Эти два типа месторождений различаются главным образом тем, что присутствующая в хризотиловых месторождениях биотитовая зона заменена на вермикулитовую и хлоритовую зоны в тальковых, а вместо хризотила образуется тальк. Можно предполагать, что образование того или иного минерала зависит не только от температуры, но и от временного разрыва между внедрением ультрабазитового тела, его серпентинизацией и образованием минералов (он короче для хризотила, чем для талька) и от тектонического стресса в процессе развития месторождения. Стресс способствует формированию слоистой структурной решетки талька и препятствует росту пустотелых волокон хризотила.

2а. Месторождения тальковых и хлорит-тальковых сланцев в магнезитах, доломитах и доломитовых известняках могут образоваться в результате гидротермального воздействия на вмещающие породы близ залегающей интрузии в соответствии с уравнениями:



В обоих случаях SiO₂ заимствуется из кислой магмы. Тальк может образоваться в доломите по тремолиту контактово- или регионально-метаморфического происхождения:



Тальк образуется прямо из доломита или по тремолиту в гидротермальную фазу контактового метаморфизма.

К этому типу, например, относится Онотское месторождение, расположенное у подножия Восточного Саяна на окраине Сибирской платформы. Это крупнейшее тальковое месторождение длиной

500 м и мощностью 40 м залегает в магнезите, который образовался при гидротермально-метасоматическом замещении нижнепротерозойских доломитов (мощность 100—200 м) в результате поступления растворов по питающему каналу вдоль регионального разлома. На территории примерно 100 км² находится множество залежей меньшего масштаба в форме импрегнаций, прожилков, линз и мощных жил талька. Они приурочены к магнезитам на их контакте с антигорит-хлоритовыми сланцами, серпентинитами и амфиболитами, которые иногда встречаются в тальковых телах в виде включений. В этом районе известны протерозойские граниты и пермские — триасовые долериты [179]. На Онотском месторождении проявлена следующая зональность: амфиболит или роговообманковый кристаллический сланец вмещающей толщи — хлоритизированный амфиболит или роговообманковый сланец — талькит — магнезит с тальком — магнезит.

26. Месторождения тальковых и хлорит-тальковых сланцев на контакте магнезитов, доломитов или доломитовых известняков с силикатной породой образуются при биметасоматическом замещении компонентов пород с любой стороны от контакта (Si из силикатных и Mg из карбонатных пород). Процесс происходит в условиях гидротермального (контактово-реакционного) метасоматоза в соответствии с одним из уравнений, приведенных в подразд. 2а.

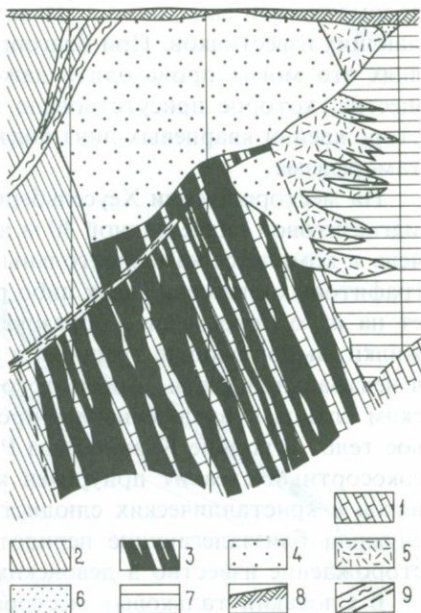
Примером месторождений этого типа может быть Киргитейское в Енисейском кряже (Красноярский край, СССР). По данным Смолина (см. [179]), месторождение состоит из двух групп линзовидных тел талька в синииском доломитовом комплексе на его контакте с кристаллическими сланцами (рис. 63). Длина залежей составляет 550—800 м, а мощность 20—100 м.

В США представителем этого типа является месторождение близ города Гавернур в штате Нью-Йорк. Здесь в кремнистых докембрийских мраморах серии Гренвилл сформировалось тело «волокнистого талька» (с тремолитом, антофиллитом и серпентином) мощностью 0,п—70 м, длиной более 7 км и шириной (по падению) 500 м. Мрамор залегает на биотитовом гнейсе и амфиболите. Местами тремолит составляет почти 80% залежи. Некоторые исследователи полагают, что тальк образовался из тремолита.

В Канаде близ Мадока к северу от озера Онтарио также известно тальковое месторождение. Тальк образует жилы и линзы до 12 м мощностью, которые залегают в доломитовых известняках. Тонкорассеянный в известняках тальк выделяют путем флотации.

Месторождение стеатита Гёпферсгрюн близ Вунзиделя в горах Фихтель, ФРГ, разрабатывается с 1724 г. Стеатит использовался

РИС. 63. Разрез Киргитейского месторождения талька с нижней первичной залежью в доломите (генетический тип 2б) и вторичной остаточной залежью порошковатого талька вверху (генетический тип 3) [179]. 1 — доломит; 2 — глинистый сланец; 3 — тальк; 4 — остаточный порошковатый тальк; 5 — вторичный перетолженный остаточный порошковатый тальк; 6 — песок (дизинтегрированный элювий кварцитов); 7 — глинистые осадки в карстовых депрессиях; 8 — покрывка рыхлых осадочных пород; 9 — дизъюнктивные нарушения, возникшие после карстообразования и образования остаточных залежей талька в мезозое.



для производства горелок, а шарики из обожженного стеатита служили боезапасом для ружей. Месторождение расположено на контакте гранитов и филлитового комплекса, которые отделены друг от друга лентой доломитизированного вдоль контакта известняка. Контактная зона занимает площадь 2×6 км. Гранит хлоритизирован и каолинизирован вдоль контакта и постепенно сменяется разложившимся известняком. В разложившейся породе содержатся гнезда и слои очень чистого стеатита. Часто встречаются псевдоморфозы стеатита по доломиту и кварцу. Предполагается, что гидротермальное изменение затронуло гранит и доломит, превращение которых в стеатит происходило вдали от трещин. MgO и SiO_2 поступали по третичному разлому, представляющему собой продолжение разлома Рудных гор.

Месторождение Маутерн близ Леобена в Австрии расположено в узкой полосе карбонových графитовых глинистых сланцев с прослоями известняка, частично измененного в магнезит или доломит. Удлиненные линзы талька располагаются непосредственно под доломитовым известняком, а мелкие линзочки включены в самом известняке близ контакта с глинистым сланцем. Мощность тальковых линз колеблется от 0 до 4 м. Количество клинохлора в тальке увеличивается книзу. Тальк в графитовых сланцах образовался ме-

тасоматически синхронно с магнезиальным метасоматозом подстилающих известняков. При благоприятных термодинамических условиях это могло происходить даже без привноса необходимого вещества, которое присутствовало в породах *in situ*. Обилие на месторождении кварцевых линз подтверждает перенос кварца при метаморфизме.

На месторождении Хеусельберг близ Леобена тальк приурочен к магнетитовой линзе длиной 30 м и мощностью 9 м, которая заключена в комплексе каменноугольных известняков, зеленых сланцев и графитовых сланцев. Тальк либо рассеян в магнетите, что указывает на их одновременное образование, либо образует поздние прожилки, выполняющие трещины в магнетите, иногда с клинохлором в центральной части. Кроме того, он развивается по кристаллическим сланцам, включенным в процессе складчатости в магнетитовое тело. В долине Кизоне близ Роуссы в Итальянских Альпах высокосортный стеатит приурочен к прослоям доломитовых известняков в кристаллических слюдистых сланцах. Источником магния служили близзалегающие перидотиты. В Румынии тальковое месторождение известно в девонских известняках близ Чевисора.

В Словакии тальковые месторождения связаны с линзами магнетита северной докаменноугольной зоны (рис. 53). Они расположены между Кокавой и Поломом близ Гнуштя в зоне Вепориде-Когут Западных Карпат. Между Кокавой и Поломом известны следующие месторождения (с юго-запада на северо-восток): Кокава (магнетитовая линза размером 400 × 200 × 15 м), Синец, Рогачка, Само (500 × 200 × 15 м), Мутник (850 × 800 × 50 м), Поллом и Гачава (тальк с хлоритом вдоль разлома слюдистых сланцев). Тальк образует линзовидные жилы на границах линз магнетита, которые обычно окружены клинохлор-тальковыми сланцами, образовавшимися на месте окружающих хлорит-серицитовых сланцев (рис. 64). В магнетитовых телах тальк локализуется вдоль трещин. Первоначально карбонатные породы были образованы как известняковые рифы, рост которых неоднократно прерывался отложением пелитов. После метаморфизма и гидротермального воздействия эти прослои в магнетитовых телах превратились в хлорит-серицитовые сланцы, окруженные с обеих сторон каймой клинохлор-тальковых сланцев (рис. 65). Чешуйки талька в интерстициях магнетита образовались, вероятно, в процессе магнезиального метасоматоза первичного карбоната. Тальковые прожилки с наибольшей мощностью в несколько дециметров моложе и обязаны своим происхождением привносу SiO_2 в магнетит вдоль трещин и контактовых зон.

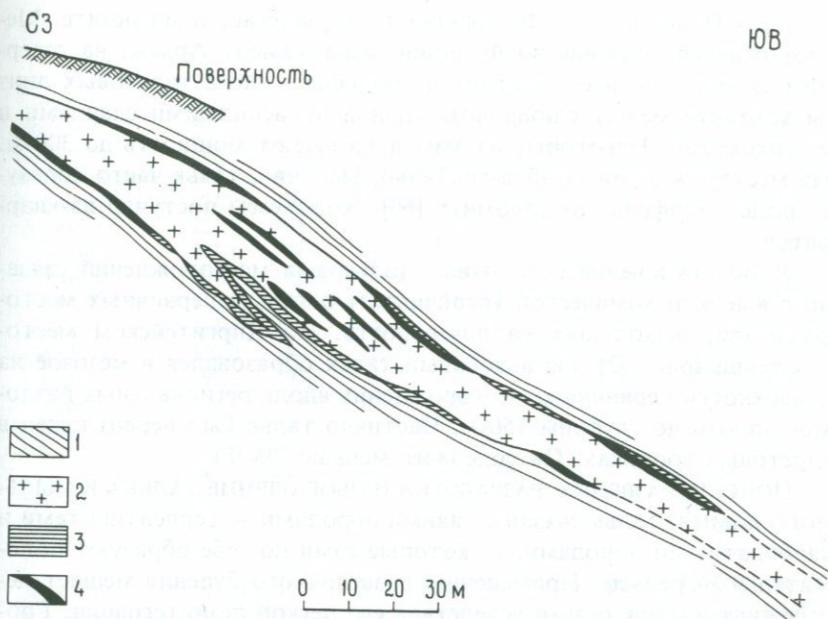


РИС. 64. Тальковое месторождение в магнезите Само, близ Гнуштя. 1 — хлорит-серицитовый сланец; 2 — магнезит; 3 — клинохлор-тальковый сланец («серый тальк»); 4 — тальк.

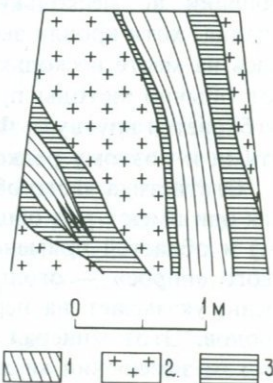


РИС. 65. Прослои хлорит-серицитового сланца (1) в магнезите (2) с оболочкой клинохлор-талькового сланца (3) на тальковом месторождении Мутник.

Близ Нунналаhti в Финляндии тальк залегает в магнезите. Месторождение Люзенак во Франции, департамент Арьеж, на северном склоне Пиренеев, состоит из большого числа тальковых линз на контакте между слюдяными сланцами, аспидными сланцами и известняками. Некоторые из этих линз имеют мощность до 300 м. На месторождении Пуэбла-де-Лильо, Испания, тальк часто образует псевдоморфозы по доломиту [60]. Кремнезем поступал из кварцитов.

3. Возникновение остаточных тальковых месторождений связано с высокой химической устойчивостью талька первичных месторождений, выходящих на поверхность. На Киргитейском месторождении (рис. 63) порошокатый тальк образовался в мезозое на поверхности первичного месторождения вдоль региональных разломов вплоть до глубины 150 м. Частично тальк был переотложен в карстовых воронках. Он содержит меньше 2% Fe.

ПОИСКИ, РАЗВЕДКА, РАЗРАБОТКА И ОБОГАЩЕНИЕ ТАЛЬКА И МЫЛЬНОГО КАМНЯ. Тальк связан с такими породами — серпентинитами и карбонатными породами, — которые сами по себе образуют положительный рельеф. Применению разведочного бурения мешает неизбежная потеря талька вследствие его легкой дезинтеграции. Горные выработки при прослеживании тальковых тел, как правило, чрезвычайно извилисты. Из-за высоких давлений, развивающихся вдоль скользких поверхностей тальковых зон, крепление выработок должно быть сплошным. Поскольку сила давления иногда может быть направлена вверх от лежачего бока, крепь должна снизу по подошве дополнительно поддерживаться поперечными досками. Давление сверху может выжать тальк в подземные выработки. В штольне Светоплук на месторождении Мутник в Словакии за день убрали по несколько вагонеток талька или хлорит-талькового сланца, хотя кровля эксплуатационно-разведочной штольни оставалась на месте несколько месяцев. При разработке талька используют обычно методы просадки и обрушения. Высокосортный тальк отбирается вручную. Флотация талька связана со многими трудностями и поэтому редко используется.

Статистика часто объединяет тальк и пирофиллит (табл. 27), так как они имеют ряд общих свойств (включая пространственную группу) и областей применения. Само название пирофиллита (от греческого «пирос» — огонь, «филлитос» — легко раскалывающийся камень) указывает на первоначальное его использование в облицовке горнов. Этот минерал образуется при гидротермально-метасоматическом замещении кислых (дацитовых и риолитовых) туфов и брекчий. Залежи пирофиллита часто имеют линзовидную форму и содержат примеси диаспора, топаза, андалузита или кианита. Месторождения

ТАБЛИЦА 31. Производство талька (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Япония ²	1508,0	1573,5	1191,3	1796,9	1799,0	1694,0	1708,9	1750,9
США ^{1,2}	1130,6	1169,6	875,2	990,8	1092,8	1255,1	1317,6	1336,0
Южная Корея	319,4	442,0	415,8	496,5	615,2	665,1	778,2	719,2
Бразилия ^{2,3}	197,9	306,0	302,1	279,5	325,4	329,1	466,8	310,0
Индия ^{1,2}	224,9	308,5	200,4	254,1	281,6	336,9	361,9	346,1
Франция	257,1	298,3	241,1	255,8	286,5	292,7	302,5	301,1
Финляндия	109,7	128,2	124,2	148,5	156,6	195,2	267,2	317,9
КНДР ^{1,2}	110,0	120,0	125,0	130,0	130,0	150,0	160,0	170,0
Италия ⁴	147,1	154,9	144,1	153,8	165,4	167,7	157,4	165,9
КНР ⁴	180,0	150,0	150,0	150,0	150,0	150,0	150,0	150,0
Австрия ¹	92,2	98,4	86,5	100,6	103,7	106,8	116,9	116,7
Норвегия ¹	136,4	113,0	105,0	118,2	98,1	96,7	87,5	85,0

¹ Тальк и мыльный камень. ² Тальк и пирофиллит. ³ Тальк и агальматолит. ⁴ Тальк и родственные ему минералы.

рождения известны в США (Северная Каролина), КНР, СССР, Швеции и других странах. Превосходные качества пирофиллита используются в керамике. При добавке его в керамическую массу для облицовочной плитки уменьшается усадка при обжиге и ухудшается глазурное покрытие.

6.23. ВОЛЛАСТОНИТ

Этот минерал (табл. 10), названный по имени английского ученого Волластона, образуется в результате контактового метаморфизма чистых известняков при нормальном давлении и температуре 450 °С по уравнению



По Гольдшмиту, в случае закрытой системы, когда CO₂ из нее не уходит, температура этой «волластонитовой реакции» увеличивается параллельно с увеличением давления (при P_{CO₂} = 506 МПа и температуре почти 800 °С). В открытой же системе, по Барту, температура образования волластонита умеренно уменьшается с ростом давления (при P_{CO₂} = 506 МПа температура составляет около 420 °С).

Триклинный β-волластонит образуется при 450 °С и более или менее произвольном давлении, а при 1120—1160 °С он переходит в псевдогексагональный псевдоволластонит. Его можно найти толь-

ко в волластонитовых продуктах — в керамической массе, шлаке, огарках или диасовом кирпиче. В природе встречается другая разновидность — моноклинный параволластонит (α -волластонит).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВОЛЛАСТОНИТА. Волластонит имеет низкую температуру спекания (991—1196 °С), которая близка к температуре спекания некоторых глазурей. Поэтому он, как главный ингредиент, используется в производстве стеновой плитки одноразового обжига. Керамическая масса с волластонитом имеет малую величину усадки, высокую устойчивость к нагреванию, высокую механическую прочность, хорошие изоляционные свойства и пористость, которая может быть уменьшена путем витрификации при дополнительном обжиге. Обожженный волластонит можно пилить и сверлить, он держит гвозди и винты. Керамическая масса с волластонитом вполне пригодна для изготовления плитки для пола, изоляторов, а также фарфоровых и фаянсовых изделий. Волластонит служит компонентом глазурей (уменьшает зарождение волосовидных трещин), фритты для эмалированных изделий, термо- и звукоизоляционных материалов, белых красок и минеральной ваты, цемента абразивных кругов. Отходы волластонита могут быть использованы в сельском хозяйстве для нейтрализации кислых почв.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЛАСТОНИТА. По генезису месторождения волластонита разделяют на 1) контактово-метасоматические, или скарны, и контактово-метаморфические, или скарноиды, 2) регионально-метаморфические и 3) карбонатитовые.

1. Волластонит скарновых месторождений грубопластинчатый, он составляет большую часть породы, а волластонит в скарноидах образует породы типа контактовых роговиков, кристаллы его тонкие и слагают от 10 до 30% породы.

К скарновому типу относится крупнейшее в мире месторождение волластонита Уилсборо близ озера Шамплейн (Нью-Йорк, США). Оно разведывалось в 1950 г., а в 1952 г. был построен завод по переработке добытой породы стоимостью 2 млн. долл., причем раньше, чем было найдено применение минералу. Исследования начались одновременно со строительством завода. На опытном заводе были проведены эксперименты, которые вскоре установили разнообразные сферы использования этого ценного сырья.

Волластонитовые скарны месторождения Уилсборо образовались в результате метасоматического замещения пропластков известняков в пироксеновых и гранатовых гнейсах серии Гренвилл (верхний архей — нижний протерозой), захваченных габбро-анартозитовым плутоном Адирондак [8]. Продуктивная зона в гренвиллских породах занимает площадь $0,4 \times 10$ км, а главная в

ней залежь имеет длину 4 км при мощности 10—20 м. Она состоит из волластонитового скарна с содержанием 75% волластонита, 15% альмандина, андрадита и гроссуляра (их отделяют магнитом и используют как абразивы) и 10% диопсида (хвосты). Под воздействием габбро-анортозитовой интрузии известняк перекристаллизован до мрамора, а там, где присутствовал кремнезем, образовался тонкозернистый волластонит. В более позднюю постмагматическую фазу формировался андрадит, а волластонит был перекристаллизован в крупнопластинчатые агрегаты. Запасы, подсчитанные с учетом данных бурения, составляют 15 млн. т.

В СССР среди 300 среднеазиатских скарновых месторождений известно 50 проявлений волластонита, а среди 100 скарновых месторождений Казахстана имеется 30 проявлений волластонита. Месторождение Западный Джангалык в северном Таджикистане локализуется в толще известняков верхнего девона — нижнего карбона на контакте с сиенодиоритами. Волластонитовые, гранатовые, пироксеновые и другие скарны имеют протяженность 300 м и мощность 5—40 м. На одном из участков сформировался скарновый рудный столб, содержащий до 80% крупнопластинчатого волластонита (2 × 20 см). Площадь горизонтального сечения рудного тела увеличивается к низу от 95 м² на поверхности до 533 м² на глубине 95 м. Содержание Fe₂O₃ составляет всего только 0,1%.

В Финляндии волластонит добывают близ Лаппенранта из известняка и доломита с прослоями лептита общей мощностью в 50 м. Продуктивный слой пересекается жилами амфиболитов и пегматитов, связанных с гранитами-рапакиви, слагающими обширную территорию вокруг месторождения. Содержание волластонита колеблется от 18 до 20% (максимально до 60%). Размер волокнистых кристаллов 0,5 × 0,1 × 0,2 мм.

В Сербии волластонитовое месторождение расположено в Центральном Копаонике.

2. Месторождения регионально-метаморфического типа имеются в Калифорнии, США. В горах Биг-Мария и Литл-Мария тонкозернистый волластонит образует слой мощностью от нескольких дециметров до 150 м. Они приурочены к нижнепалеозойским мраморам, содержащим прослой диопсида. Из 35 других проявлений волластонита в Калифорнии мы можем упомянуть залежи в каньоне Ворм-Спринг, которые залегают в пермских известняках (линза длиной 250 м и мощностью 10 м) и Коуд-Сайдинг в округе Керн, где волластонит связан с палеозойскими метаморфизованными осадками. В СССР стратиформные месторождения волластонита с низким содержанием Fe известны на Алданском шите.

3. Волластонит в карбонатитах и щелочных ультрабазитах об-

ТАБЛИЦА 32. Производство волластонита (в тоннах)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Мексика	1593	1984	543	1143	692	10 956	11 892	Нет данных
Финляндия	6547	9118	13 089	6165	8904	7 688	10 576	8782
Индия	476	947	1 102	4541	3330	1 928	3 729	5788
Кения	55	100	60	120	300	100	Нет данных	—
США	От 60 до 70 тыс. т							

разуется (а) на ранней стадии карбонатизации по периферии карбонатитовых тел, заключенных между фенитизированными кристаллическими породами и ийолит-мельтейгитами, (б) на конечной стадии фенитизации с привнесом СаО в экзоконтактную зону щелочного ультрабазита (фениты, альбититы) и (в) при гидротермальном изменении меллитовых пород. Месторождения этих трех подтипов (а, б, в) известны на Кольском полуострове, но не разрабатываются.

Месторождения волластонита, кроме того, имеются в Японии (Ямато, Киоге, Сайдосо), Австралии, Индии, Румынии, Мексике, Канаде, Кении. Синтетический волластонит получают в Дании.

6.24. ЦЕОЛИТЫ

Как отдельная минеральная группа цеолиты были выделены Кронштедтом в 1756 г., после открытия стильбита. Название происходит от греческого слова «кипятить», поскольку цеолиты вспучиваются, «вскипают», при нагревании в пламени горелки. Этот внешний эффект связан со значительной потерей воды.

Цеолиты представляют собой водные алюмосиликаты щелочных и щелочноземельных металлов (табл. 33) [115]. Характерные особенности цеолитов были выявлены в 1930 г. после анализа их кристаллической структуры. К ним относятся способность к катионному обмену и наличие в кристаллической решетке пор размером 0,4—0,8 нм, заполненных молекулами воды, которая может удаляться при нагревании до 350 °С в вакууме. Последнее свойство делает возможным использование цеолитов в качестве молекулярных сит (термин предложен в 1932 г.), предназначенных для разделения элементов с разными размерами и формой молекул (например, цезия и стронция в радиоактивных отходах), при катализе реакций углеводородов, включая крекинг и как микропористые сорбенты различных газов (выделение CO_2 и SO_2 из природного газа). Дегидратированные цеолиты используются для удаления влаги из холо-

ТАБЛИЦА 33. Наиболее важные природные цеолиты

Название	Формула	Размер, нм
Анальцим	$\text{Na}_{16}[(\text{AlO}_2)_{16}(\text{SiO}_2)_{32}] \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	0,26
Эрионит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{K}_2, \text{Na}_2)_{4,5}[(\text{AlO}_2)_9(\text{SiO}_2)_{27}] \cdot 27\text{H}_2\text{O}$	0,36 · 0,52
Феррьерит	$(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Ca})_2[\text{Al}_6\text{Si}_{30}\text{O}_{72}] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	
Шабазит	$\text{Ca}_2[(\text{AlO}_2)_4(\text{SiO}_2)_8] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	0,37 · 0,42
Клиноптилолит	$\text{Na}_6[(\text{AlO}_2)_6(\text{SiO}_2)_{30}] \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	
Ломонтит	$\text{Ca}_4\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	
Морденит	$\text{Na}_8[(\text{AlO}_2)_8(\text{SiO}_2)_{40}] \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	0,67 · 0,70 c 0,29 · 0,57
Натролит	$\text{Na}_{16}[(\text{AlO}_2)_{16}(\text{SiO}_2)_{24}] \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	0,26 · 0,39 b
Филлипсит	$(\text{K}, \text{Na})_{10}[(\text{AlO}_2)_{10}(\text{SiO}_2)_{22}] \cdot 20\text{H}_2\text{O}$	0,42 · 0,44
Стильбит	$\text{Ca}_4[(\text{AlO}_2)_8(\text{SiO}_2)_{28}] \cdot 28\text{H}_2\text{O}$	0,41 · 0,62 a 0,40 · 0,72 c
Томсонит	$\text{Na}_4\text{Ca}_8[(\text{AlO}_2)_{20}(\text{SiO}_2)_{20}] \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	0,26 · 0,39

дильников, поскольку они способны регидратироваться. Интересен тот факт, что поначалу в промышленности использовались синтетические цеолиты (после 1940-х годов). Их получали из алюмосиликатного геля с NaOH при температуре от 20 до 175 °С. Таким образом было получено 90 видов синтетических цеолитов.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЦЕОЛИТОВ. Из более чем тридцати видов природных цеолитов промышленное значение имеют анальцим, клиноптилолит (наиболее распространенный), морденит, филлипсит, эрионит, шабазит, ломонтит и феррьерит. Вряд ли возможно полностью заменить синтетические цеолиты природными минералами, этому препятствуют непостоянство химического состава последних, наличие в них примесей, особенно железа, и малый диаметр пор (около 0,4 нм по сравнению с почти 0,8 нм в синтетических цеолитах). Не существует, однако, препятствий для более широкого использования цеолитовых туфов в производстве гидравлического цемента.

В промышленном применении природных цеолитов, а также в исследованиях их минералогии и генезиса лидирует Япония [188, 127]. Например, в Японии цеолит используют в качестве наполнителя в бумажной промышленности вместо каолина (месторождение клиноптилолита в ассоциации с морденитом близ Итая, округ Фукусима, остров Хонсю; залежь образовалась при гидротермальном изменении 100-метрового слоя туфа в морских условиях), как добавку в птичий корм, для осушения газов, для выделения кислорода или азота из воздуха, для дезодорирования в сельском хозяйстве, а также для повышения эффективности промышленных удобрений.

Половину добытого в Японии цеолита (всего 100 тыс. т в год) дает месторождение Итая.

На протяжении последнего десятилетия в США использовано несколько сот тонн верхнекайнозойских туфов с шабазитом, клиноптилолитом и эрионитом из месторождений Буи (Аризона), Хектор (Калифорния) и Джерси-Валли (Невада, клиноптилолит и эрионит). Поисковые работы концентрируются в западных штатах США. Цеолитовые месторождения разрабатываются также в Италии, Венгрии (Токай — клиноптилолит, используемый как наполнитель для бумаги, Харча — морденит), в Югославии (100-метровая толща морских туфов близ Кирджхали), Мексике и ФРГ. Мировая добыча цеолитов в год оценивается в 300 тыс. т.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕОЛИТОВ. Известно, что кристаллы цеолита образуют друзы в пустотах вулканогенных пород. Самые крупные месторождения, однако, формируются при воздействии подземных вод на вулканическое стекло (табл. 8, генетический тип 71). Здесь выделяются два типа отложений. Тип 1 — подземные воды имеют атмосферное происхождение, месторождения формируются в открытой системе. Тип 2 — изменению подвергается вулканический пепел, отложенный на дне соленых озер, воды реликтовые, месторождение формируется в закрытой системе. Кроме того, выделяются еще четыре типа месторождений. Тип 3 — оруденение формируется в результате гидротермальной деятельности, связанной а) с образованием рудных месторождений, таких, например, как месторождение Тинтик в штате Юта, США, и б) с новейшими нерудообразующими термальными водами, например, Йеллоустонский национальный парк, США, Уайракей в Новой Зеландии, Оникобе в Японии — на месторождениях этого типа проявляется зональность, выраженная в смене сверху вниз морденита ломонитом и далее вайрацитом. К типу 4 относятся месторождения, формирующиеся на начальной стадии метаморфизма глубоко погруженных (4—10 км) осадков. При этом образуются следующие цеолитовые ассоциации (расположены в соответствии с увеличением глубины и уменьшением гидратации): клиноптилолит + гейландит + анальцим; ломонит + альбит; (вайрацит); пренит + пумпеллит + альбит (ниже следуют минеральные ассоциации зеленосланцевой фации метаморфизма). Тип 5 — цеолиты, связанные с выветриванием, возникающие в засоленных почвах (анальцим, шабазит, натролит, филлипсит). Тип 6 — глубоководные морские отложения, например в красных глинах Тихого океана содержится филлипсит.

Первые два типа месторождений цеолитов представляются наиболее промышленно важными. На месторождениях первого типа,

связанных с гидролизом кремнистых стекол в мощных слоях туфов, обычно хорошо проявлена вертикальная зональность (в направлении книзу): стекло с включениями шабазита, клиноптилолит, морденит, анальцим (испытательный полигон в Неваде, США; мощность 2000 м).

Месторождения второго типа формировались в процессе диагенеза кислых туфов соленых озер, содержащих ионы CO_3^{2-} и HCO_3^- при рН выше 9. В таких условиях стекло быстро разлагается, давая начало кристаллизации цеолитов. В плейстоценовых осадках озера Текопа в Калифорнии проявлена следующая горизонтальная зональность в пределах одного слоя: близ берега и в устьях ручьев — туфы или глины; в умеренно щелочной обстановке — цеолиты (филлипсит, клиноптилолит, эрионит); в центре озера — калиевый полевой шпат.

ДОПОЛНЕНИЕ: МИНЕРАЛЬНЫЕ НАПОЛНИТЕЛИ

К минеральным наполнителям относятся инертные вещества, которые улучшают такие свойства материала или изделия, как его плотность, твердость, хрупкость, стойкость к ударам или сжатию, точка размягчения, огнеупорность, электро- или теплопроводность, гладкость поверхности, цвет, прозрачность и другие качества. Минеральные частицы впервые были использованы в качестве наполнителя асфальта примерно 5000 лет назад. Наиболее важные минеральные наполнители сегодняшнего дня: 1) асбест, особенно хризотил (асбоцементные изделия, пластмассы), 2) обогащенный каолин (бумага — 8—20%; резина, вредными примесями считаются R_2O_3 , Mn, Cu, Pb; пластмассы — используется обожженный каолин с органическими веществами, главным образом для электроизоляции; чернила; пестициды); 3) известняк (асфальт, инсектициды, краски, резина, пластмассы и т.д. — размер зерен 0,0001—0,02 мм); 4) тальк (краски, резина, пластмассы, асфальт, бумага, инсектициды, косметика, ткани). Кроме них в качестве наполнителей используются барит (резина, краски), бентонит (окомкование руд, пестициды, асфальт, моющие средства), диатомит (краски, бумага, пластмассы, пестициды), отбеливающие глины (пестициды, смазочные материалы и др.), гипс (краски, бумага, пестициды), мусковит (краски, резина, обои), перлит (краски, пластмассы, буровые растворы), пемза (штукатурка, краски и т.д.), пиррофиллит (инсектициды, асфальт, краски, твердая резина и т.д.), каменная мука (например, асфальт), глинистый сланец (асфальт, краски, твердая резина и др.) и вермикулит (пестициды, синтетические удобрения).

Месторождения неметаллических полезных ископаемых — горные породы

7.1. БОКСИТЫ И АЛ-ЛАТЕРИТЫ

Термин «бокситы» впервые был применен в 1821 г. Бертье для пурпурных «глин», залегающих на известняках в Ле-Бо близ Арля во Франции; термин «латериты» происходит от латинского слова *later* (кирпич), которое обозначало каменистую породу, сходную с кирпичом по окраске и пористости.

Бокситы в Ле-Бо представляют собой переотложенные Ал-латериты, генезис которых рассматривается в разд. 2.7, посвященном выветриванию. С увеличением содержания минералов железа Ал-латериты переходят в латеритные железные руды, а с увеличением содержания глинистых минералов — в остаточные глины. Бокситы и Ал-латериты могут иметь землистую, глинистую, массивную, оолитовую, пизолитовую, желваковую, вермикулярную или брекчированную структуру и текстуру. Известны также иногда обычные глинистые породы со свободными окислами и гидроокислами Al (табл. 34) — это типичные бокситы и Ал-латериты (например, некоторые глины пенсильванского возраста в Миссури, США; глины с аксессуарным гиббситом, подстилающие пласты бурого угля близ Втельно в Северо-Чешском бассейне).

ПРИМЕНЕНИЕ БОКСИТОВ И АЛ-ЛАТЕРИТОВ. 90% бокситов и Ал-латеритов потребляется металлургической промышленностью для получения металлического алюминия. В качестве неметаллического сырья маложелезистые бокситы используются в производстве огнеупорных материалов (искусственного муллита, устойчивого до 1810 °С), огнеупорных кирпичей, тиглей, монолитов, цемента, облицовочных (футеровочных) масс в печах для выплавки железа, в производстве стали и цемента), соединений алюминия ($Al_2(SO_4)_3$ и $NaAlO_2$ для обработки воды, $AlCl_3$ для очистки нефти), абразивов (шлифовальных кругов) и цемента; в качестве катализатора они используются для крекинга нефти, а также для очистки и обесцвечивания сахарного свекольного сиропа и смазочных масел. В Индии железистые латериты, покрывающие кору выветривания, разрезаются на правильные прямоугольные блоки, которые издавна используются при строительстве домов и храмов.

ТАБЛИЦА 34. Минералы бокситов и Al-латеритов

Минерал	Формула	Сингония	Содержание Al_2O_3 , %	Плотность	Твердость
Гиббсит (гидраргиллит)	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ или $Al(OH)_3$	Моноклинная	65,35	2,3—2,4	2,2—3,5
Бемит	$Al_2O_3 \cdot H_2O$ или $AlO(OH)$	Ромбическая	84,97	3,01—3,06	4—5
Диаспор	$Al_2O_3 \cdot H_2O$ или $AlO(OH)$	"	85	3,36—3,60	6,5—7

Байеровский метод получения глинозема из бокситов (предложенный Байером — химиком Тенгелевского завода в Петербурге) заключается в следующем: путем обработки бокситов каустической содой получают растворимый алюминат натрия. Примеси SiO_2 , TiO_2 и Fe_2O_3 , являющиеся нерастворимыми, удаляются с помощью фильтрации. Тригидрат Al, который снова кристаллизуется из раствора алюмината натрия, после обжига пригоден для электролитического получения алюминия. Исходное сырье должно содержать более 40% Al_2O_3 и менее 5% SiO_2 (в виде глинистых минералов и кварца). В бокситах, используемых для огнеупоров, должно содержаться более 58% Al_2O_3 и менее 2% Fe_2O_3 , 5% SiO_2 , 3% TiO_2 , 0,2% ($Na_2O + K_2O$).

Бокситы для химической промышленности имеют следующий состав: $Al_2O_3 = 56,5 \div 60,5\%$, $SiO_2 = 4,25 \div 9,0\%$, $TiO_2 = 2,25 \div 3,5\%$, $Fe_2O_3 = 1,5 \div 3\%$; потери при прокаливании 28—31%. Бокситы для специальных цементов обладают способностью к быстрому затвердеванию и устойчивостью к коррозии сернокислыми водами; эти бокситы могут содержать до 10—30% Fe_2O_3 .

Побочные продукты алюминиевого производства — это железо (в случае обработки бокситов по методу Педерсона, например, в Норвегии) или Fe_2O_3 (в Венгрии), V, Cr, Ga, особенно Pt, Nb, Ag, Th, Au и алмазы (Гвиана). Из нефелиновых сиенитов (СССР) как исходного материала алюминия в качестве побочных продуктов получают K_2CO_3 , Na_2CO_3 и корректирующие добавки для производства цемента; из алунита помимо алюминия получают K_2SO_4 и H_2SO_4 . Красный шлам, остающийся после извлечения Al_2O_3 из бокситов, используется в производстве цемента, красного пигмента и (в смеси с асфальтом) дорожного материала. Кроме того, бокситы

содержат TiO_2 (в индийских бокситах до 30%). В последние годы в Австралии, Бразилии, Гвинее, Гане и Индии (главных экспортёрах бокситов) наметилась тенденция к строительству отечественных комбинатов по производству Al_2O_3 и Al для дальнейшей переработки и утилизации побочных продуктов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ И АЛ-ЛАТЕРИТОВ. Преобладающая часть переотложенных Al -латеритов залегает на закарстованной поверхности известняков и доломитов (бокситы средиземноморского типа — истинные кальциевые, или карстовые, — табл. 8, генетический тип 81); они встречаются: 1) в карстовых воронках на современной поверхности (Ямайка, Гаити, Доминиканская Республика), где они перекрыты только четвертичными отложениями; 2) в карстовых воронках на древних поверхностях, как горизонтально расположенных, а) погребенных под осадками трансгрессивного комплекса (Венгрия), так и б) наклоненных при складчатости (например, Мойтин близ Жилины, Словакия; Идрия, Югославия), часто с переходом гиббсита в диаспор.

Истинные (карстовые) бокситы в депрессиях на поверхности известняков иногда называются бокситами типа терра-росса, хотя они не являются нерастворимым остатком известняков. Содержание SiO_2 в нерастворимом остатке бокситоносных известняков обычно столь высоко, что полная десилицификация известнякового остатка просто маловероятна. Так, для образования мощного пласта бокситов потребовалось бы выветривание известняков мощностью в несколько сот метров. Однако закономерное залегание бокситов на известняках и доломитах нельзя объяснить простым накоплением переотложенного Al -латеритового ила на неровной закарстованной поверхности. Вероятно, химическая среда, создаваемая известняками на поверхности Земли, играла важную роль во время и после отложения ила, богатого глиноземом. Щелочная среда, обусловленная растворенным $Ca(HCO_3)_2$, свидетельствует о наличии процессов латеритизации и десилицификации. На постседиментационное изменение истинных бокситов указывает наличие темно-красного глинистого прослоя на контакте между пизолитовыми или желваковыми бокситами и некоторыми довольно крутыми стенками воронок (например, месторождение Идрия).

3. В других месторождениях переотложенных Al -латеритов отмечаются: а) конгломераты и склоновые отложения близ материнского массива, на котором могут сохраняться реликты остаточных латеритов (например, в Арканзасе, США, месторождение находится недалеко от выходов нефелиновых сиенитов, см. рис. 66), и б) глинистые высокоглиноземистые осадки, перекрывающие часто неиз-

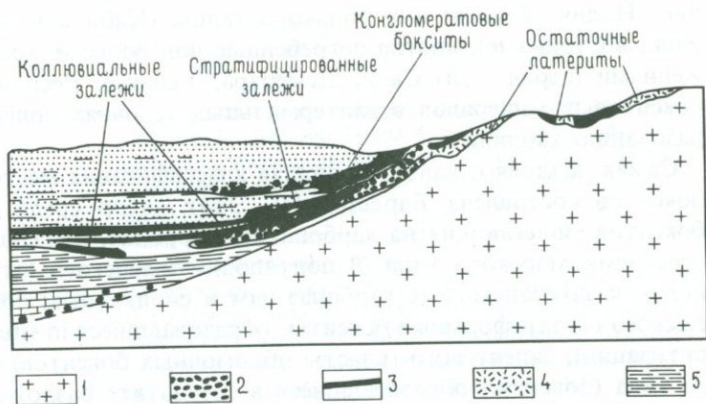


РИС. 66. Схематический профиль месторождений бокситов разных типов и Al-латеритов в Арканзасе (по Гордону и др., см. в [142]). 1 — нефелиновые сиениты; 2 — бокситы в третичных алеврит-глинистых отложениях; 3 — лигниты; 4 — Al-латериты; 5 — алевритовые глины.

вестковые, также в основном глинистые отложения (например, Леон в Испании или Миссури в США, пенсильванские флинт-клей [90]).

4. Последний тип Al-латеритов образуется при латеритном выветривании пород, содержащих Al_2O_3 (даже при наличии нескольких процентов этого компонента), как, например, песчаников с глинистым цементом в саваннах с муссонным климатом. Высококачественные Al-латериты образуются при выветривании высокоглиноземистых, низкокремнеземистых и низкожелезистых лейкократовых пород (табл. 8, генетический тип 57) или при изменении любых пород при условии, что за ним последует обезжелезивание под воздействием, например, органических веществ из перекрывающих торфяников; такой механизм образования был предложен для латеритов Арканзаса [12]. Горизонт, обогащенный Al, слагает верхнюю часть латеритного профиля (панцирь, латеритная кирасса, например, на Маунт-Эджуанема, Гана), а иногда также часть или всю подстилающую пятнистую зону (например, Посос-де-Калдас, Бразилия); помимо окислов и гидроокислов Al в этом горизонте может содержаться каолинит. Там, где латеритная кора содержит много железа, эксплуатируется только пятнистый горизонт (Индия). Нижний каолинитовый горизонт разрабатывается как первичный (остаточный) каолин (например, Хоуп-Майн в Гвиане — каолин добывается здесь ниже Al-латеритов; Суринам). Al-латериты могут слагать обширные покровы (например, полуостров Йорк в Австра-

лии, Индия, Гвинея) или только останцы (Киби в Гане, Мозэнго-Хилл в Суринаме), иногда погребенные под более молодыми отложениями (серия Уайт-Санд, Демерара, Гвиана). Ресилицификация бокситовых минералов в эпитермальных условиях приводит к образованию каолинита.

Самая поздняя и наиболее полная классификация месторождений бокситов составлена Бардоши [7]. Этот автор среди карстовых бокситов, залегающих на карбонатных породах, выделил бокситы средиземноморского типа (8 подтипов), тиманского (стратиформного), казахстанского (с карбонатным и силикатным ложем), арьежского (стратиформные бокситы, образовавшиеся *in situ* при латеритизации), салентского (пласты обломочных бокситов) и тульского типа (бокситы, образовавшиеся в результате разложения пирита).

Месторождения бокситов, перекрывающие алюмосиликатные породы, разделяются на латеритные бокситы и бокситы тихвинского типа. Первый тип бокситов разделяется на остаточные месторождения (тип 4) и месторождения ближнего (местного) переотложения (тип 3а). Месторождения тихвинского типа — это переотложенные бокситы, образовавшиеся за счет какого-либо остаточного латеритного профиля; они разделяются на стратиформные (тип 3б) и долинные месторождения.

Бокситы и Al-латериты могут включать следующие примеси: каолинит, галлуазит, хлорит, диккит, иллит, кварц, кристобалит, гидрөгетит, гётит, гематит, магнетит, ильменит, маггемит, пирит, марказит, сидерит, лейкоксен, рутил и сфен, а также Be, Ca, C, Se, Cr, F, Ge, K, Mg, Mn, P, Th, U, V, Zn, Zr, изредка корунд (арканзасские бокситы), аморфный $Al_2O_3 \cdot H_2O$ (Онвердакт, Суринам), аллофан? (Гавайские острова: 90% H_2O , 4,9% Al_2O_3 , 2,2% SiO_2 , 0,3% Fe_2O_3 — Паттерсон, 1964, см. в [142]).

Бокситы и Al-латериты формировались с конца протерозоя до настоящего времени (табл. 35, рис. 67), причем оптимальные климатические условия отвечали третичному периоду (преимущественно гиббситовые залежи). Истинные бокситы (в основном бёмитовые) Средиземноморского района особенно широко формировались в мезозое. Палеозойские бокситы содержат диаспор и бёмит; они образовались преимущественно в девоне и карбоне. Со временем, гиббсит, вероятно, дегидратируется с образованием бёмита, который переходит в диаспор при глубоком захоронении. Гиббсит образуется либо непосредственно, например за счет полевых шпатов, либо через переходную фазу аморфного геля или каолинита (так называемая косвенная латеритизация по Балкаю и Бардоши [6]). До-

ТАБЛИЦА 35. Возраст бокситов и Al-латеритов
(по Паттерсону, 1967, и Шафферу, см. в [113], с изменениями)

Четвертичные	Террасы Енисея и Ангары (СССР) — тип 3а; Чирики, Верагус (Панама) — тип 4 (?); Сан-Исидро-дель-Женераль, Валье-дель-Женераль (Коста-Рика) — тип 4 (?); Антиокия (Колумбия) — тип 4 (?); Вити-Леву, Вахамбули (острова Фиджи) — тип 4; острова Кауаи и Мауи (Гавайские острова, США) — тип 4; Ваникоро (Соломоновы острова) — тип 4
Третичные нерасчлененные	Мимозу-дел-Сул (Эспириту-Санту, Бразилия) — тип 4; Оуро-Прето, Нова-Лима, Мариана, Непомусену, Диамантина, Серру, Посос-де-Калдас (Минас-Жерайс, Бразилия) — тип 4; Нуриа, Упата, Гран-Сабана (Боливар, Венесуэла) — тип 4; Бондуку, Лакота, Томбокро, Кая (Берег Слоновой Кости) — тип 4; Ньинахин (= Йенахин), Сефви-Беквай, Асафо, Маунт-Эджуанема, Киби (Гана) — тип 4; Илес-де-Лос, Боке, Дабола, Туге, Киндиа — Фригиаге (Гвинея) — тип 4; острова Марчингар (Северная территория, Австралия) — тип 4; Харшань (Венгрия) — тип 2б
Плиоцен	Фогельсберг (ФРГ) — тип 4
Миоцен	Педерналес (Доминиканская Республика) — тип 1; Бомон, Саван-Зомби, Саван-Терр-Руж (Гаити) — тип 1; Манчестер, Сент-Элизабет, Сент-Анн, Трелоуни (Ямайка) — тип 1; Дарлинг-Рейндж (Западная Австралия) — тип 4; Антрим (Северная Ирландия) — тип 4; Орегон, Вашингтон (США) — тип 4
Олигоцен	Тамборин-Маунтинс (Квинсленд, Австралия) — тип 4
Эоцен	Арканзас (США) — тип 4, 3а; дренажные бассейны рек Эсевичо и Демерара, горы Пакараима и Голубые, Куакуани-Итуни (Гвиана) — тип 4; горы Коу, Рура, Инери и Люцифер (Французская Гвиана) — тип 4; Онвердакт, Паранам, Рорак, Пара, горы Нассау и Бакхуис (Суринам) — тип 4; Паламау (Бихар), Саурасхтра, Кутч (Гуджарат); Деканские траппы (Индия); Джамму, Пунч (Кашмир, Индия) — тип 4; Халимба, Гант (Венгрия) — тип 2а; Сан-Джованни-Ротондо (Италия) — тип 2; Уэйпа (Квинсленд), полуостров Гов (Северная территория), округ Булл-Булл (Виктория), Оуз (Тасмания, Австралия) — тип 4; Госпич, Дрниш, Сини (Югославия) — тип 2б
Палеоцен	Андерсонвилл, Джорджия (США) — тип 3б
Сенон	Элеузис — Мандра (Греция) — тип 2б; Яйце, Влаценица (Югославия) — тип 2б
Турон	Аксеки, Сейдишехир (Турция) — тип 2
Альб	Департаменты Вар, Эро (Франция) — тип 2б
Ургон	Департамент Арьеж (Франция) — тип 2б
Неоком	Бихар (Румыния) — тип 2б; Аманос-Даг (Турция) — тип 2; Истрия, Босанска-Крупа (Югославия) — тип 2б
Юра	Ла-Льякуна близ Барселоны (Испания) — тип 2а; Црна-Гора (Югославия) — тип 2б

Триас	верхний	Никшич (Югославия) — тип 26
	средний	Грачац (Югославия) — тип 26
	нижний	Пошань (КНР)
Пермь		—
Карбон	верхний	Пенсильвания (США; флинт-клеи с диаспором, 40—70% Al_2O_3) — тип 36; Озарк, Миссури (США, 63% Al_2O_3) — тип 2; Тульская область (СССР) — тип 2а
	нижний	Тихвинское (СССР); Кьюнминг; Аннинг; провинция Юньнань (КНР) — тип 2; Онежское (СССР) — тип 4
Девон	верхний	Кусьянг, Квейчоу (КНР) — тип 2
	средний	Леон (Испания) — тип 36
	нижний	Красная Шапочка, Ивдельское (Урал); Салаирский кряж (Сибирь, СССР) — тип 26
Силур		—
Ордовик		—
Кембрий		Боксонское, Восточный Саян (СССР) — тип 2

кембрийские бокситы Сибири описал Горецкий [72]. В результате метаморфизма большинство докембрийских бокситов превратилось в корунд-, силлиманит-, кианит- и андалузитсодержащие породы и наждаки.

Бокситы и Al-латериты известны в 88 районах мира и разрабатываются в 27 странах [142]. Крупнейшие месторождения бокситов

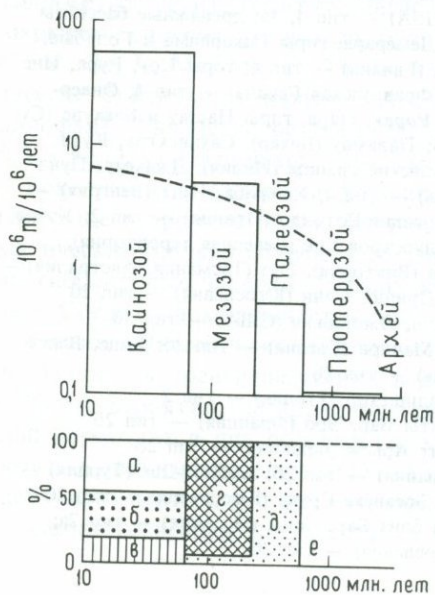


РИС. 67. Распределение запасов бокситов и их фациальных разновидностей в разные периоды (по Валетон, 1972, и Паттерсону, 1967, см. в [204]). *a* — гиббсит Al-латеритов на кристаллических породах; *b* — гиббсит Al-латеритов на обломочных отложениях; *c* — бемитовые бокситы карстовых областей; *d* — диаспоровые бокситы карстовых областей; *e* — кристаллические сланцы с корундом; штриховой линией показано увеличение роли осадконакопления в геологической истории.



РИС. 68. Схематический разрез через центральную часть Ямайки с месторождениями бокситов средиземноморского типа. Вертикальный масштаб увеличен в 7 раз (по Цансу, 1952, см. в [141]). 1 — андезитовые порфиры; 2 — глинистые сланцы, конгломераты, рудистовые известняки (верхний мел); 3 — туфы, туффиты и конгломераты (нижний эоцен?); 4 — желтые известняки (средний эоцен); 5 — белые известняки с бокситом (средний эоцен — нижний миоцен); 6 — формация литоральных отложений (посленижнемиоценовая).

находятся в тропических и субтропических районах Австралии, Африки, Азии, Южной Америки и в Карибском районе.

В Австралии, в Квинсленде (например, месторождение Уэйпа, рис. 6), Al-латериты образовались при выветривании меловых и третичных песчаных глин и песчаников [142]. Покров латеритов мощностью до 10 м включает пизолиты диаметром 1—20 мм в красновато-бурой алевроит-песчанистой основной массе. Пизолиты сложены гиббситом с примесью бёмита и содержат 45—60% Al_2O_3 и 3—10% SiO_2 . Под пизолитовыми латеритами имеется зона конкреций, богатых железом и кремнеземом. На полуострове Гов (Северная Территория) Al-латериты, содержащие 48,7% Al_2O_3 , 3,6% SiO_2 и 17% Fe_2O_3 , также представляют собой продукт выветривания осадков, перекрытых горизонтом с желваками, которые образовались при цементации нескольких пизолитов. Верхний слой мощностью 1—9 м включает пизолиты, часто содержащие в центре кварцевые зерна. Al-латериты хребта Дарлинг в Западной Австралии, образовавшиеся при выветривании кристаллических пород, покрывают площадь около 200 000 км². Твердые Al-латериты слагают основание пластов на останцах, а ниже залегает слой хрупких латеритов. Разрабатываемый слой латеритов, содержащий 30—48% Al_2O_3 , имеет среднюю мощность 3 м.

Добыча латеритов на Ямайке началась в 1952 г. Это карстовые месторождения (рис. 68), приуроченные к закарстованной поверхности известняков. Бокситы здесь очень мелкозернистые (0,001—0,04 мм) и содержат 40—50% Al_2O_3 , 1—8% SiO_2 , 17—20% Fe_2O_3 ; влажность 19—24%. Гиббсит преобладает над бёмитом.

В Суринаме разрабатываются гиббситовые латериты, содержащие 50—60% Al_2O_3 и 2—4% SiO_2 . Мощность пластов 3—7 м, самый верхний пласт включает горизонт твердых Fe-латеритов.

В СССР месторождения Al-латеритов известны в Ленинградской области, на Северном Урале, в Башкирии, Восточном Саяне, Салаирском кряже, Казахстане и в других местах. Тихвинское месторождение в Ленинградской области образовалось при выветривании верхнедевонских песчано-глинистых отложений в период, предшествовавший отложению нижнекаменноугольных известняков. Диаспор-бокситовое месторождение Красная Шапочка на Северном Урале представлено пластом мощностью 1—4,5 м, заключенным между девонскими известняками. Эти бокситы относятся к истинным бокситам.

Месторождения Al-латеритов в Гвиане (мощность пласта 5—10 м) приурочены к останцам, которые перекрываются глинами и песками мощностью до 60 м. Так как эти бокситы содержат мало Fe_2O_3 , они пригодны для производства химических соединений Al, огнеупорных материалов и абразивов.

Во Франции месторождения бокситов известны по Средиземноморскому побережью; бокситы здесь выполняют депрессии на закарстованной поверхности известняков. В Гвинее имеются крупные месторождения Al-латеритов в районе Боке. В Венгрии месторождения бокситов обычно перекрыты молодыми осадками (83% добычи приходится на подземные рудники). Бокситы сложены гиббситом, бёмитом и диаспором (1—2%). В Югославии месторождения приурочены к карстовым депрессиям в известняках; они часто перекрываются молодыми известняками, совместно с которыми залежи тектонически деформированы. В США 90% Al-латеритов добывается в Арканзасе; здесь бокситы представляют собой продукт палеогенового выветривания нефелиновых сиенитов, ниже по разрезу они сменяются каолиновой зоной. Первичные месторождения обычно сопровождаются вторичными залежами. Близ Андерсонвилла в Джорджии переотложенные латериты, богатые глиноземом, сопутствуют отложениям палеоценовых каолиновых глин (каолинов), которыми они сменяются по вертикали и латерали (56% Al_2O_3 , 13% SiO_2 , 1% Fe_2O_3 ; средняя мощность 2,5 м, площадь 0,04 км²). Открытие новых месторождений бокситов в бассейне Амазонки позволит Бразилии стать в ближайшем будущем одним из главных производителей алюминия.

ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ И AL-ЛАТЕРИТОВ. Поиски Al-латеритов сосредоточены на пенепленах с умеренным рельефом, плато, останцах и холмах в тропических и субтропических районах, так как интенсивное аллитное выветривание имело место в неогене, когда палеоэкватор находился вблизи современного экватора, и в течение плювиальных периодов в четвертичное

время, когда он сохранял свое положение почти без изменений. Поиски истинных бокситов основываются на их ассоциации с известняками. В обоих случаях при поисках следует учитывать темную красно-бурую окраску и пизолитовую структуру бокситов и Алатеритов. Дефицит питательных веществ, о котором свидетельствует скудная растительность, распознается на спектрональных цветных аэрофотоснимках. Разведка Алатеритов осуществляется по редкой сетке (300 × 300 м, 150 × 150 м), а истинных бокситов — по более густой (15 × 30 м, 30 × 30 м). Погребенные месторождения истинных бокситов выявляются геофизическими методами (сейсмическим, гравиметрическим, магниторазведкой или электроразведкой). Наиболее эффективные методы лабораторного исследования — это химический анализ (классический или рентгенофлюоресцентный), изучение в шлифах, электронно-микроскопический метод (помогающий отличить каолинит и галлузит от аморфного материала), рентгеновский метод, ДТА, ГТА (между 110 и 440 °С ионы ОН выделяются из гиббсита, но не удаляются из каолинита; присутствие гётита искажает результаты, так как гётит дегидроксилируется одновременно с гиббситом) и измерение окислительно-восстановительного потенциала, величина которого непосредственно зависит от качества боксита.

Бокситы обычно разрабатываются открытым способом, реже — подземными выработками (в Калуне близ Дрниша в Югославии на глубине 400 м). Так как полезное ископаемое образовалось при выветривании и все прочие компоненты были удалены водой, поверхностные воды близ карьеров не загрязняются.

ТАБЛИЦА 36. Добыча бокситов (в млн. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Австралия	17,6	20,0	21,0	24,1	26,1	24,3	27,6	27,2
Гвинея	3,7	7,6	9,1	10,8	10,8	10,5	13,7	13,8
Ямайка	13,6	15,3	11,6	10,3	11,4	11,8	11,5	12,3
Суринам	7,1	6,7	4,9	4,6	4,8	5,2	5,0	4,6
Югославия	2,2	2,4	2,3	2,0	2,0	2,6	3,0	3,1
Венгрия	2,6	2,8	2,9	2,9	2,9	2,9	3,0	3,0
Греция	2,7	2,8	3,2	2,6	3,0	2,6	2,9	3,3
Гвиана	3,3	3,3	3,3	2,7	2,7	2,4	2,3	2,1
Франция	3,0	2,9	2,6	2,3	2,1	2,0	2,0	1,9
Индия	1,3	1,1	1,3	1,4	1,5	1,7	1,9	1,7
США	1,9	2,0	1,8	2,0	2,0	1,7	1,8	1,5
Индонезия	1,3	1,3	1,0	0,9	1,3	1,0	1,1	1,2

Полезные ископаемые, заменяющие бокситы. В качестве источника алюминия вместо бокситов используются каолиновые, иллитовые или монтмориллонитовые глинистые сланцы (14—23% Al_2O_3), Япония использовала сланцы во время второй мировой войны), каолиновые глины (20—39% Al_2O_3), каолиновые глины с окислами и гидроокислами Al, так называемые подугольные глины (> 39,5% Al_2O_3 — Грудкув, Польша), нефелиновые сиениты (15—25% Al_2O_3 , используются как источник Al в СССР — Кировск, Кольский полуостров), алунит (с 20—30% Al_2O_3 , используется в Японии — Хиросима, в Австралии — Кампион-Лейк, в Италии — Тольфа, в СССР — Заглик), анортозит (с 25—30% Al_2O_3), лабрадорит (в Норвегии использовался во время второй мировой войны), лейцитовые породы (Италия) и уртиты (96% нефелина + кальцит, Восточная Сибирь). В штате Колорадо Al намереваются извлекать из давсонита $\text{NaAl}(\text{OH})_2 \cdot \text{CO}_3$ (с 35% Al_2O_3) в качестве побочного продукта при получении нефти из битуминозных сланцев, содержащих до 25% этого минерала.

7.2. БЕНТОНИТЫ И МОНТМОРИЛЛОНИТОВЫЕ ГЛИНЫ

(отбеливающие глины и фуллеровы земли)

Термин «бентонит» был предложен Найтом в 1898 г. для обозначения глин из формации Бентон, названных по форту Бентон в Монтане, США. Название «монтмориллонит» (с 1897 г.) происходит от местечка Монтморийон в департаменте Вьенна во Франции.

Бентониты — это глинистые породы с аномально высокой способностью к поглощению воды, с высокой емкостью катионного обмена, разбухающие, пластичные, обладающие связующими свойствами. Главным носителем этих свойств в бентонитах является монтмориллонит, реже — бейделлит, Li-гекторит и сапонит (табл. 37).

Характерные особенности глинистых минералов монтмориллонитовой группы заключаются в том, что их кристаллическая решетка состоит из двух тетраэдрических сеток SiO_4 и промежуточной октаэдрической сетки, в тетраэдрах Si^{4+} замещается Al^{3+} , а в октаэдрах Al^{3+} замещается Fe^{3+} , Fe^{2+} или Mg^{2+} . Вследствие замещения Si и Al ионами с иной валентностью нескомпенсированные заряды связывают обменные ионы (Na, Ca, K, Mg, Li и H). Емкость ионного обмена в большинстве бентонитов варьирует от 60 до 150 миллиэквивалентов (миллиэкв.) на 100 г.

Трехэтажные структурные слои монтмориллонита связываются между собой ионами кислорода: эта связь довольно слабая, поэто-

ТАБЛИЦА 37. Характеристика глинистых минералов (Caillère, Henin, Bul. Gr. franc. Argilles, 1957, pp. 77—79)

Главное базальное расстояние; отношение Al-октаэдров к Si-тетраэдрам	Замещение в решетке	Подвижность структурных слоев с-оси, способность к к разбуханию	Название и формула минерала	Химические и кристаллографические разновидности
0,7 нм (1:1)	Нет	—	1. Каолинит* $Al_2Si_2O_5(OH)_4$	Трилинный каолинит; моноклинные минералы: накрит (90,3°, дикит (96,8°) Псевдомоноклинный каолинит = = фэйрклеит Метагаллуазит = = псевдогексагональный каолинит
		+	2. Галлуазит* $Al_2Si_2O_5(OH)_4H_2O$	
	В тетраэдрических слоях		3. Донбассит* $Al_{2+x}(Si_{4-x}Al_x)O_5OH_4$	
	Нет	—	4. Антигорит**	Нумейт = антигорит с Ni, замещающим (Mg) Гриналист = антигорит с $Fe^{2+}Fe^{3+}$ (Fe^{2+} замещает Mg) Хризотил (волокнистый)

Главное базальное состояние; отношение Al-октаэдров к Si-тетраэдрам	Замещение в решетке	Подвижность структурных слоев // с-оси, способность к разбуханию	Название и формула минерала	Химические и кристаллографические разновидности
	В тетраэдрических слоях	-	5. Mg-бертьерин** $Al_3Mg_{3-x}(Si_{2-x}Al_x)_2O_5(OH)_4$	Бертьерин с Fe^{3+} , Zn, Mn
1,0 нм (1:2)	В тетраэдрических слоях	-	6. Иллит* $K_xAl_2(Si_{4-x}Al_x)_2O_{10}(OH)_2$	Браммалит (K замещается Na) Глауконит (Al замещается Fe)
	Нет	-	7. Тальк** $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	Миннесотаит (Mg замещается Fe) Миннесотаит с Ni, замещающим Mg
	В октаэдрических слоях	+	8. Стевенсит** $2xMg^{+} \cdot Mg_{3-x}Si_4O_{10}(OH)$	Гекторит (Li замещает Mg, F — OH)
	В тетраэдрических слоях	+	9. Сапонит** $xMg \cdot Mg_3(Si_{4-x}Al_x)_2O_{10}(OH)_2$	Боулингит (Mg замещается Fe) Соконит (Mg замещается Zn)

	В тетраэдрических и октаэдрических слоях	+	10. Вермикулит** $(x - 3y)M^{+} \cdot Al_{2+y} \cdot (Si_{4-x}Al_x) \cdot O_{10}(OH)_2$	Батавит (Al и Mg замещаются Fe) Вермикулит с Ni, замещающим Fe и Mg
1,4 ± x нм	В октаэдрических слоях	+	11. Монтмориллонит* $xM^{+} \cdot (Al_{2-x}Mg_x) \cdot Si_4O_{10}(OH)_2$	Монтмориллонит с Ni, замещающим Mg
	В тетраэдрических слоях	+	12. Бейделлит* $xM^{+} \cdot Al_2(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2$	Волконскоит (Cr замещает Al) Нонтронит (Fe замещает Al)
	В тетраэдрических и октаэдрических слоях	+	13. Диоктаэдрический вермикулит* $(x - 3y)M^{+} \cdot Al_{2+y} \cdot (Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2$	
	В октаэдрических слоях	-	14. Палыгорскит $(Mg, Al)_2(OH/Si_4O_{10}) \cdot 2H_2O + H_2O$	Аттапульгит (волонистый)
	В тетраэдрических слоях	-	15. Сепиолит $Mg_4(OH)_2/Si_6O_{15} \cdot 2H_2O + 4H_2O$	
			16. Аллофан $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$	

Примечания. * Диоктаэдрические минералы: две трети позиций в октаэдрической координации (т.е. в центрах октаэдров) заняты ионами Al^{3+} или Fe^{3+} . ** Триоктаэдрические минералы: все позиции в октаэдрической координации заняты ионами Mg^{2+} или Fe^{2+} . 1—13 — связь между слоями Si-тетраэдров и Al-октаэдров; 14—15 — цепочечная связь между Si-тетраэдрами и Al-октаэдрами; 16 — аморфный. В таблице не приведены пирофиллит, хлориты и минералы со смешанослойной структурой (например, иллит-монтмориллонит, иллит-хлорит, монтмориллонит-хлорит, вермикулит-хлорит).

му между трехэтажными слоями легко внедряются молекулы воды и других полярных жидкостей (например, глицерина), вызывая разбухаемость решетки в направлении оси c ; при нагревании решетка снова сжимается.

Монтмориллонит с Na в обменной позиции разбухает в большей степени, чем монтмориллонит с Ca или Mg, которые представляют собой главные компоненты мезозойских (особенно начиная с мела) и кайнозойских бентонитов. К-бентониты, сложенные иллитом и смешанослойными иллит-монтмориллонитами, имеют преимущественно палеозойский возраст (Паттерсон и Меррей, см. в [115]). Na-бентониты более эффективны, нежели Ca-бентониты, например, в качестве компонента буровых растворов или связующего компонента в формовочных песках.

Главные примеси в бентонитах — каолинит, иллит, полевые шпаты, пироксены, биотит, кварц, циркон и другие минералы материнских вулканических пород. Часто встречаются новообразованный гипс, выполняющий трещины, карбонатные (обычно арагонитовые) конкреции, цеолиты, опал, кристобалит и обломки материнских вулканических пород.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БЕНТОНИТОВ И МОНТМОРИЛЛОНИТОВЫХ ГЛИН. Известно, что бентониты добывались еще в начале нашей эры (римлянами в Британии). С 1930-х годов они стали использоваться для очистки, фильтрации, осветления и обесцвечивания масел. Бентониты широко применяются при бурении на нефть, так как Na-бентониты, на 70—90% состоящие из частиц менее 0,5 мк, остаются в воде в виде суспензии, действуют как смазка буровых коронок и облицовывают незакрепленные стенки скважин, а примесь барита увеличивает удельный вес бурового раствора. Бентониты применяются также в металлургии в качестве связки формовочных песков и железорудных окатышей (с 1960 г.), для фильтрации вин и промышленных вод, для водоупорных прокладок в водохранилищах, в производстве косметических средств, фармацевтической продукции, красок, в качестве добавок к кормам, в целях извлечения и удаления радиоактивных элементов из отходов (за исключением Ru и других нуклидов, присутствующих в виде анионов). При нагревании до 900—1000 °C монтмориллонит спекается и теряет способность к анионному обмену; поэтому радиоактивные катионы, адсорбированные ранее, оказываются прочно связанными [149].

Синтетический Al-бентонит (неупорядоченный смешанослойный иллит-монтмориллонит) получают в Хьюстоне (Техас, США) для каталитического крекинга, гидрогенизации и дегидрогенизации. Бентонит с катионами органического алкиламина, занимающими

обменные позиции, гидрофобен; он используется в производстве красок, смазок и т.п. (США, Великобритания, Япония, Франция).

В некоторых случаях бентониты могут заменяться отбеливающими глинами или фуллеровыми (сукновальными) землями; это название обязано древнейшему использованию глин, например, для валяния или очистки овечьей шерсти. Эти глины сложены палыгорскитом (аттапульгитом) и сепиолитом. Активированные (обработанные содой) бентониты также называются отбеливающими глинами.

Отбеливающие глины используются для очистки масел, в буровых солеустойчивых растворах, в производстве инсектоfungицидов, в птицеводстве, для обработки почв в оранжереях и на площадках для игры в гольф, в качестве адсорбентов токсических веществ, бактерий, алкалоидов, для обработки воды, в качестве наполнителей пластмасс и красок и в производстве наполнителя легких бетонов (во время второй мировой войны из этого бетона строили корабли). Аттапульгит — один из ингредиентов копировальной бумаги.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕНТОНИТОВ И КАОЛИНитовых глин. Бентониты образуются *in situ* в результате аргиллизации эффузивных пород, особенно андезитов, риолитов и пирокластических отложений, или железомagneзиальных минералов (например, биотита) из разных пород (табл. 8, генетический тип 61). Аргиллизация может происходить: 1) в щелочной морской или озерной воде сразу же после выпадения вулканического пепла, который при изменении нагревает воду неглубоких бассейнов; 2) при длительном воздействии грунтовых вод на глубокопогребенные слои туфа, при этом высвобождающийся кремнезем формирует под бентонитами зону окремнения; 3) гидротермальным путем либо на глубине, либо в небольших щелочных озерах с горячими источниками на дне (например, месторождение Хектор в Калифорнии образовалось за счет вулканического пепла через промежуточную стадию цеолита); 4) при выветривании туфов на поверхности (например, Ельшови, близ Бартошова-Леготки, Словакия, рис. 69). Вулканическое происхождение материнских пород распознается по угловатой форме неглинистых минералов (особенно по рогулькообразным реликтам вулканического стекла), по уменьшению содержания SiO_2 и щелочей (данные химических анализов) и по широкому ареалу распространения, который следует ожидать, если имеется слой вулканического пепла; 5) переотложение бентонитов в щелочных условиях приводит к образованию монтмориллонитовых глин, которые нередко неотличимы от остаточных бентонитов (табл. 8, генетиче-

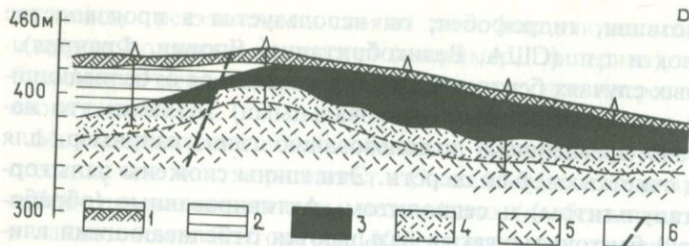


РИС. 69. Разрез месторождения бентонитов Ельшови, во впадине Жар-Котлина, Словакия [67]). 1 — склоновые суглинки; 2 — озерные кварциты; 3 — бентониты; 4 — бентонитизированные риолитовые туфы; 5 — риолитовые туфы; 6 — линия разлома.

ский тип 79). Монтмориллонитовые глины обычно также называются бентонитами.

Залежи бентонитов характеризуются стратиграфической выдержанностью: это протяженные горизонты, слои или линзы, которые имеют резкий контакт с подстилающими отложениями и постепенный с вышележащими осадками (генетический тип 5) или обратные соотношения (генетический тип 4) либо имеют резкие контакты сверху и снизу (генетические типы 1 и 2). Залежи характеризуются большим площадным распространением (особенно измененные пирокластические породы) и мощностью в несколько метров. Гидротермальные месторождения имеют неправильную форму и локализуются в зонах восходящих растворов.

В обнажениях бентониты желтовато-зеленые или серые, а на глубине — синевато-зеленые или светлые (при высушивании). Сильноразбухающие бентониты в обнажениях пористые или пенистые, слабо-разбухающие похожи на крокодиловую кожу. Палыгорскитсодержащие отбеливающие глины встречаются в районе Мейгс—Аттапалгес—Куинси (Джорджия и Флорида, США) в виде линз в миоценовой формации Хоторн, не содержащей вулканического пепла (разд. 7.15), в эоценовых морских осадках у Пута близ Мбура (Сенегал), в Мудхе (Индия) и в Дашуковке на Украине, где палыгорскитовые глины чередуются с бентонитами. Единственное смешанное месторождение сепиолитовых фуллеровых земель находится в Вальекасе (Испания) в третичной формации эвапоритов; разрабатывается плейстоценовое месторождение близ Аш-Мидоуз (Невада, США), где чередуются Са-, Na- и Mg-бентониты.

Бентониты добываются в 35 странах (Паттерсон, см. в [115]). В СССР месторождения бентонитов известны на Украине (Черкасское месторождение, Дашуковский участок, где слои бентонитов мощностью 1,5—8 м залегают в миоценовых отложениях; один

слой мощностью 2 м содержит палыгорскит), в Крыму (Куршевское), Закарпатье (Пыжевское и Горбское), Азербайджане (Ханларское, мел), Казахстане (палеогеновые, бентониты образовались при изменении гидрослюд в щелочной восстановительной среде), Грузии (Гумбрийское, Асканийское), Туркмении (Огланлинское) и Узбекистане (Азкамарское). Миоценовые бейделлит-нонтронитовые глины вскрыши серного месторождения Махув в Польше могут быть активированы и использованы для обесцвечивания жидкой серы и масел [173].

В США разрабатываются крупные месторождения бентонитов и фуллеровых земель. Согласно Бейтсу [8], бентониты США и других районов мира разделяются на 1) сильноразбухающие Na-бентониты (или бентониты вайомингского типа), т.е. «истинные» бентониты, и 2) неразбухающие K- или Ca-бентониты — бентониты миссисипского типа, или «метабентониты», к которым относятся также абсорбирующие или отбеливающие глины: а) природные активные глины, или фуллеровы земли, и б) активированные бентониты.

У подножия холма Блэк-Хилс на границе между Вайомингом, Южной Дакотой и Монтаной меловой комплекс морских глинистых сланцев (раньше называемых группой Бентон по форту Бентон в Монтане) прослеживается на расстояние около 250 км и образует брахисинклиналь с падением на северо-восток. В него входит 15—20 слоев сильноразбухающих монтмориллонитовых бентонитов с примесью слюды, полевого шпата, кварца, гипса, солей и рогулек вулканического стекла. Мощность слоев — от 1 см до 2,5 м (в среднем 1 м); каждый бентонитовый слой подстилается кремнеземным пластом, который образовался в результате миграции SiO_2 при аргиллизации пепла. Бентониты разрабатываются главным образом близ Клей-Спер в Вайоминге. В обнажениях — бентониты желтого цвета (Fe^{3+}), а на глубине более 10 м — синего (Fe^{2+}); окисление происходит по трещинам и трещинам пластовой отдельности. Отношение обменных катионов Na/Ca и качество увеличиваются от синих бентонитов к желтым. Месторождения слабо-разбухающих палеоценовых бентонитов и фуллеровых земель разрабатываются по берегам Миссисипи в Алабаме и Кентукки и близ Сандерса в Аризоне (рис. 70). Месторождение типичного гекторита известно близ Хектора в Калифорнии. В Греции залежи бентонитов на острове Милос имеют мощность до 30 м. В Японии, на месторождении бентонитов Ходзюн, насчитывается 15 слоев мощностью от 1 до 15 м [128].

ПОИСКИ, РАЗВЕДКА И ОБОГАЩЕНИЕ БЕНТОНИТОВ. Поисковые критерии бентонитов основаны на их генетической связи с вулканиками и их туфами. Разведка проводится с помощью бурения. Мине-

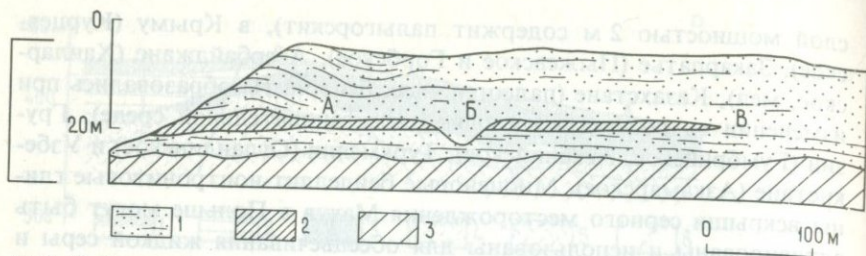


РИС. 70. Разрез бентонитового месторождения близ Сандерса, Аризона, США (по Киршу, Келлеру, см. в [8]). 1 — плиоценовые озерные глины (под бентонитами) и флювиальные песчаники с глинистым цементом (над бентонитами); 2 — активированные бентониты, образовавшиеся за счет латитового пепла; 3 — триасовые отложения; А — уменьшение мощности бентонитового пласта вследствие его отжимания в сторону долины под давлением перекрывающих отложений; Б — размыв пласта; В — первичное выклинивание пласта бентонитов.

ральный состав бентонитов определяется в шлифах под световым микроскопом, рентгеновскими методами, с помощью электронной микроскопии, ГТА, ДТА и т.д. Степень разбухания оценивается следующим образом: 2 г высушенного и размолотого бентонита помещают в 100 мл воды и определяют объем осевшей бентонитовой суспензии (в мм) в мерном стакане. Бентонит добывается открытым способом, подземная добыча известна в Нью-Дискавери близ Битти (Невада, США) и в Комб-Хее (Великобритания). Бентонит облагораживается путем высушивания при температуре максимум 80 °С и размалывается. Молотый бентонит перевозится в пластиковых мешках для предохранения его от увлажнения. Перевоз греческого бентонита в восточную Канаду морским путем экономи-

ТАБЛИЦА 38. Добыча бентонитов (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	2794	3003	2929	3193	3398	4052	4011	3795
Греция	472	384	350	317	419	348	568	502
Япония	?	452	404	400	400	400	400	400
Италия	299	344	280	235	280	235	282	323
Бразилия	44	77	117	143	108	168	213	250
Мексика	46	61	33	56	59	140	170	170
Аргентина	102	113	116	132	115	107	157	174
Испания	48	76	75	108	115	108	121	120
Чехословакия	134	116	159	164	182	182	189	121
Венгрия	73	73	88	71	80	82	72	78
Румыния	50	63	63	63	63	65	65	65

чески более выгоден, нежели транспортировка по железной дороге с более близкого месторождения в Вайоминге. В настоящее время во всех странах поиски месторождений бентонита сконцентрированы в районах, прилегающих к морским портам.

Потребность в природных бентонитах несомненно будет увеличиваться с ростом промышленности, но она снизится, если найдут заменитель для связывания железорудных окатышей, который не образовывал бы шлака, а полностью сгорал в печах, увеличивая тем самым количество тепла.

7.3. ГЛИНЫ И АРГИЛЛИТЫ

Глины и аргиллиты — это мелкозернистые (размер зерен порядка нескольких микрометров) горные породы, сложенные преимущественно глинистыми минералами (табл. 37). Наиболее распространенные и практически важные глины — это каолинитовые, монтмориллонитовые и иллитовые (разд. 7.2), а также палыгорскитовые (см. про отбеливающие глины и фуллеровы земли в разд. 7.2). Термины «глины» и «аргиллиты» в технологическом смысле подразумевают землистые материалы, включающие не только глины, но также глинистые сланцы, аргиллиты и некоторые глинистые почвы. Глины и аргиллиты имеют разный геологический возраст (от палеозойского до четвертичного), разный минеральный состав и разные физические свойства.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЛИН И АРГИЛЛИТОВ. В соответствии с технологическими свойствами и применением в промышленности каолинитовые глины разделяются на: а) белые керамические и огнеупорные; б) фарфоровые; в) пластичные; г) грубокерамические.

а. Белые керамические глины при обжиге (1250—1300 °С) приобретают белый или кремовый цвет. При разных температурах из них получают следующие изделия: фаянс и неглазурованный фарфор, тяжелые глиняные изделия (900—1000 °С); пористый неглазурованный фарфор (1135—1170 °С); санитарную керамику (1190—1200 °С); фарфор (обожженный) (1200—1260 °С); глазурованную майолику (по названию острова Мальорка в Средиземном море) с известковой массой, которая называется делфтом (по Делфту в Нидерландах) или фаянсом (по французскому названию города Фанцца в Италии).

б. Огнеупорные глины, пригодные для обжига пустотелых изделий и огнеупорного припаса.

в. Другие огнеупорные глины и аргиллиты, которые могут использоваться в качестве пластичных связующих компонентов в ог-

неупорных глинистых изделиях или других керамических продуктов. Огнеупорные глины и аргиллиты имеют точку размягчения при 1580°C (конус Зегера более 26), в основном при $1710\text{--}1790^{\circ}\text{C}$ (конус Зегера 32—36). Эти глины используются в производстве кирпичей для футеровки доменных печей, металлургических и известковых печей, конвертеров и т.п. Шамот получают из молотой огнеупорной глины, обожженной в кусках, которые цементируются огнеупорной связующей глиной, затем формуются и заново обжигаются. При этом усадка при обжиге существенно сокращается по сравнению с усадкой кирпичей, изготовленных из глины без наполнителя, т.е. обожженной глины. Устойчивость шамота к воздействию кислого шлака увеличивается при добавлении к его массе кварца, так что содержание SiO_2 обычно более 65%, а Al_2O_3 — менее 30%.

г. Керамические глины используются для производства спекшихся керамических продуктов. Сюда входят огнеупорные или неогнеупорные глины, которые добавляются к смеси, применяемой для получения этих изделий. Точка плавления этих глин соответствует конусу Зегера менее 26; глины спекаются при температурах ниже 1280°C . Разница между температурой спекания и температурой начала деформации должна составлять по меньшей мере 100°C .

В производстве керамика делится на грубую и тонкую. К первой относится производство кирпича, кровельных плит, труб и огнеупорных материалов. Общая особенность производства этих изделий заключается в использовании природных или обожженных исходных материалов без добавок каких-либо плавней и их изготовлении путем прокатки, штампования, прессования и формования. После обжига получают пористое водопоглощающее окрашенное неглазурованное изделие, которое сложено различными минеральными зернами, сцементированными очень небольшим количеством стекла. Размер зерен составляет $0,5\text{--}0,7$ мм.

Тонкая керамика охватывает производство керамических и гончарных изделий, плиток, фаянса, санитарных и технических керамических продуктов и фарфора. Общая особенность этих изделий заключается в применении пластичных облагороженных материалов и в добавлении примеси плавней и инертного наполнителя. При обжиге изделий флюсы плавятся, и расплав растворяет другие компоненты, выполняя пространство между минеральными зернами. Этот процесс, называемый спеканием, сопровождается усадкой массы. Размер зерен составляет $0,05\text{--}0,1$ мм. На изломе изделия тонкой керамики обычно имеют стекловатый облик и содержат большое количество стекла.

Глины и аргиллиты содержат довольно много примесей: кварц, полевой шпат, слюду, рутил, турмалин, роговую обманку, обломки пород, кальцит, доломит, сидерит, гипс и ангидрит, опал, пирит и марказит, окислы Fe и Mn и органические вещества. Те компоненты, которые при нагревании выделяют газы (SO_2 , CO_2 , H_2O) или служат флюсом, являются нежелательными. К ним относятся пирит и марказит, сульфаты, карбонаты и органические вещества, полевой шпат и слюда. Наличие высокоглиноземистого диаспора или гидраргиллита повышает огнеупорность и снижает пластичность. При уплотнении глины (обычно третичного возраста) постепенно переходят в аргиллиты (как правило, позднепалеозойского возраста) и глинистые сланцы (обычно раннепалеозойского возраста); метаморфизм низкой ступени превращает их в сланцы и филлиты. Исключение составляют кембрийские «синие» глины северо-западной части Русской платформы, которые все еще пластичны.

Важное свойство глин — пластичность (способность давать пластичную массу в смеси с водой) — зависит от размера глинистых частиц, их минерального состава и наличия коллоидных веществ. Самые пластичные глины — монтмориллонитовые, активированные ионами Na, менее пластичные — каолинитовые, бейделлитовые и гидрослюдистые. Пластичность повышается при наличии гумусовых веществ; она может быть повышена искусственно вылеживанием глин на воздухе, путем помола и обменом катионов Ca и Mg на Na и K. В Древнем Китае отмытый каолин или глину выдерживали более 100 лет, затем глину смешивали с мочевиной и формовали. Разбухаемость глины означает увеличение объема при поглощении воды; степень разбухаемости наибольшая у монтмориллонитовых и бейделлитовых глин; каолиниты почти не разбухают. Потеря воды ведет к обратному процессу — усадке, последняя происходит при высушивании (1,5—13%) и обжиге (при 1300 °C до 23%).

Спекание в процессе обжига вызывает частичное плавление большинства легкоплавящихся компонентов, и поэтому получается недеформированная компактная масса — керамическое тело, которое обладает высокой механической прочностью, химической инертностью и свойствами диэлектрика. Керамика состоит из стекла, устойчивых компонентов глин и, самое главное, из муллита ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$) и кристобалита, которые и кристаллизуются из глин после их дегидратации. В зависимости от минерального и гранулярного состава глин процесс спекания протекает при температурах 450—1400 °C (высокодисперсные глины с флюсами — K_2O , Na_2O , CaO, MgO, Fe_2O_3 и т.д. — спекаются при более низких тем-

пературах). По температуре деформации спекшегося тела при его размягчении (с помощью конусов Зегера) определяют огнеупорность глины путем сравнения деформации изучаемого образца с деформацией стандартного образца, свойства которого известны (конусы Зегера)*. Согласно Шуену (см. в [15]), конус Зегера для глин, содержащих 20—50% Al_2O_3 , рассчитывается по данным химических анализов по формуле

$$КЗ \text{ (конус Зегера)} = \frac{113 + Al_2O_3 - RO}{4,48}; R = Ca, Mg, Ba.$$

Огнеупорность (градусы $\times 10$) можно рассчитать по формуле

$$^{\circ}C = \frac{360 + Al_2O_3 - RO}{0,228}.$$

Огнеупорность определяют в основном по Al_2O_3 ; вредные вещества — это флюсы (щелочи, железо), сульфиды, сидерит, гипс, кальцит и др. Наличие органического вещества само по себе не снижает огнеупорности, однако она понижается из-за окислов и гидроксидов железа и марганца, адсорбированных органическими веществами. На образование прочного керамического черепка благоприятно влияет максимально возможный интервал между температурой спекания и температурой деформации конуса; в неогнеупорных глинах этот интервал равен обычно 100—150 $^{\circ}C$, а в огнеупорных — 350—400 $^{\circ}C$.

Вспучивание — желательное свойство глин и глинистых сланцев в производстве легковесных заполнителей (разд. 8.2). Оно определяется наличием монтмориллонита или гидрослюд.

Абсорбция ионов или молекул глинами из растворов рассматривается в разд. 7.2.

Глины имеют белый цвет, если они чистые, бурый — из-за примеси лимонита, темно-красный — из-за примеси гематита, зеленый — хлорита; темно-бурые глины, содержащие окислы Mn, и черные глины с примесью органики при обжиге становятся бурыми (глины с минералами Fe), цвета слоновой кости (глины с титани-

* Огнеупорность определяют следующим образом: из испытываемой глины (или исследуемой шихты) формируется конус, по размерам идентичный стандартному. Этот конус вместе с рядом стандартных конусов закрепляется на огнеупорной подложке и ставится в печь. Нагревание ведется до тех пор, пока испытываемый конус, размягчившись, не коснется вершиной подложки. За величину огнеупорности принимается тот конус, который ведет себя аналогично испытываемому. — *Прим. ред.*

том) или белыми (каолиновые глины без примесей и каолиновые углистые глины).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЛИН И АРГИЛЛИТОВ. Генезис глин тесно связан с переносом (на короткое расстояние, см. генетические типы 1—3, или на большие расстояния, генетические типы 4—13) и с продуктами изменения, особенно выветривания (разд. 2.7) разнообразных пород, преимущественно алюмосиликатных (В.Ф. Дыбков, см. в [179]).

1. Месторождения элювиальных глин (не считая первичных каолинов) образуются в виде нерастворимого остатка выветрелых известняков, доломитов и мергелей либо на дневной поверхности, либо вдоль трещиноватых зон в карбонатных комплексах. В щелочной среде, возникающей при растворении карбонатов, в первую очередь образуется монтмориллонит.

2. Месторождения пролювиальных глин в устьях временных потоков у основания гор характеризуются плохой сортировкой (песчаные, алевроитовые) и полиминеральностью; залежи имеют линзовидную форму; эти глины пригодны для местного использования и производства строительной грубой керамики или могут служить корректирующей добавкой к цементной массе.

3. Залежи коллювиальных глин покрывают склоны холмов и в некоторых случаях оползают вниз. По свойствам и использованию они сходны с глинами предыдущего типа.

Материал залежей, перенесенный на большие расстояния, претерпевает изменения в минеральном составе в результате выветривания материнских пород, транспортировки, отложения и диагенеза, а также в зависимости от pH, Eh и других факторов (разд. 2.7—2.9). Месторождения осадочных глин (табл. 8, генетический тип 78) подразделяются на: I — континентальные (аллювиальные, озерные с торфяниками, соленых озер, ледниковые, гляциофлювиальные, золотые); II — лагунные (залежи в солоноватых или соленых лагунах); III — морские шельфовые (мелководные, глубоководные и вулканогенные мелко- и глубоководные).

4. Аллювиальные (речные) залежи глин полиминеральные, полимиктовые, несортированные и линзовидные по форме; эти глины используются так же, как пролювиальные глины.

5. Озерные залежи с торфяниками включают первосортные огнеупорные и связующие глины; мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до десятков метров, и они могут занимать площадь в несколько квадратных километров. При отсутствии электролитов в пресной воде глинистые частицы длительное время остаются в суспензии в центральной части бассейна, где они

медленно осаждаются и образуют тонкозернистый осадок с совершенной сортировкой. Эти частицы слагают мономинеральные каолиновые или галлуазитовые глины, иногда с примесью гидратов свободного глинозема. В направлении к окраинам бассейна количество крупнообломочного материала увеличивается, и глины постепенно сменяются алевритами, песками, углями и лигнитами. Пирит (или марказит), сидерит (свидетели восстановительной обстановки) и окислы Fe, часто сорбируемые органическими веществами, являются вредными примесями.

6. Залежи глин, сформировавшиеся в соленых озерах пустынных районов, имеют небольшую мощность и сложены гидрослюдами, монтмориллонитом и хлоритом (пальгорскитом в Испании и США) с примесью карбонатов, сульфидов, гипса и солей; они переслаиваются с песками, алевритами, мергелями, доломитами и солями.

7. Ледниковые, моренные и валунные глины образуют плохо сортированные прослои среди других ледниковых отложений. Они сложены гидрослюдами и хлоритом и пригодны для производства обычного кирпича.

8. Гляциофлювиальные глины образуются путем перебива глин предыдущего типа ледниковыми водами, которые в периоды летнего таяния переносят песчаные зерна, а в период низкого стока — только глинистые частицы, преимущественно гидрослюды и хлориты. Это сезонное чередование тонких слоев песка и глины весьма типично; таковы, в частности, ленточные глины Белоруссии и Балтийского побережья. Эти глины идут на производство обычного кирпича.

9. Оловые глинисто-алевритовые осадки — это лёссы, сложенные зернами кварца, полевого шпата, кальцита (иногда образующего конкреции), гидроокислов Fe, слюд, раковинами гастропод и глинистыми минералами (монтмориллонитом, каолинитом и т.д.). Области применения: кирпич и корректирующие добавки к цементу (разд. 8.1 и 8.3).

10. Глины солоноватых лагун, окруженных слабонаклонной суши, сложены гидрослюдами или каолинитом с примесью монтмориллонита и хлорита; эти глины могут быть низкоогнеупорными.

11. Глины соленых лагун переслаиваются с солями или карбонатами. Главные глинистые минералы — гидрослюды и хлориты, реже — монтмориллонит и пальгорскит.

12. Неглубокие прибрежно-морские глины (< 50 м), сложенные гидрослюдами, бейделлитом, хлоритом, монтмориллонитом, изредка каолинитом, отлагаются в проливах между островами и на по-

верхности затопленных речных дельт. Минералы привносятся с суши или образуются при коагуляции тонкой суспензии при контакте речной воды с электролитами морской воды. Залежи имеют вид ленточных слоев, которые чередуются с галечниками, песчаниками, алевролитами, карбонатами и угольными пластами и по простиранию сменяются ими.

13. Гидрослюдисто-бейделлитовые глины глубоких (50—200 м) шельфовых зон представлены высокодисперсными осадками, содержащими сидерит, фосфаты, конкреции марганца и кремнезема, пирит, глауконит, карбонаты, диатомеи, радиолярии, фораминиферы и т.д. Эти глины используются для производства кирпича.

14. Вулканогенные морские глины с монтмориллонитом образовались путем гальмиролиза туфов (о применении этих глин см. разд. 7.2, а также 6.24).

Месторождения разных глин встречаются почти во всех странах. Хорошо известны светлоокрашенные высокопластичные комовые глины (Ball-clay) в Южной Англии (графство Девон — третичные глины в районе Питрокстоу и Дорсета; в 1974 г. они экспортировались в 38 стран в количестве 462 400 т), США (Теннесси, Кентукки, Миссисипи — зоценовые глины, ежегодный экспорт — 100 000 т), ФРГ (Вестервальд), во Франции (сенонские и олигоценовые глины в департаменте Шаранта близ Клерака), в Индии (месторождение Тхан в штате Гуджарат; Керала). Комовые глины получили свое название по форме шарообразных комков, в виде которых они добывались. Они содержат не менее 50% каолинита и до 12% органического вещества; эти глины существенно улучшают формовочные свойства каолина. К этому же типу относятся плиоценовые синие глины из Воншова в Хебском бассейне (ЧССР). Чехословакия — один из пяти основных экспортеров комовых глин (ежегодная добыча их вместе с огнеупорными глинами составляет 400 000 т).

Пластичные глины третичного месторождения Часов Яр в Донбассе на Украине (СССР) по своим свойствам близки к «болл-клеям». Глины распространены на площади 20 км² при мощности 0,5—10 м. Их огнеупорность составляет 1710—1730 °С, а температура спекания — 1000—1250 °С.

«Флинт-клеи» — это непластичные огнеупорные твердые глины, местами содержащие диаспор; они встречаются под пластами угля в пенсильванских отложениях (подугольные глины) в штатах Пенсильвания (Клирфилд), Миссури (Озарк), Кентукки, Огайо, Алабама и Западная Виргиния (США). Эти глины образовались в результате переотложения латерита (диаспор) или изменения глин на дне болот. Они не распускаются в воде. Меловые флинт-клеи добыва-

ются в Колорадо. В ФРГ эти глины называются шиферным камнем или тонштейном; они встречаются в пластах угля в виде прослоев мощностью в несколько сантиметров, простирающихся на площади в несколько тысяч квадратных километров. Здесь они образовались при каолинизации вулканического пепла и часто содержат кварц и тяжелые минералы.

«Файр-клеями» в США называются все огнеупорные глины, сложенные в основном минералом «файрклеитом», т.е. неупорядоченным каолинитом (пластичные файр-клеи), а также упорядоченным каолинитом (непластичные флинт-клеи). Переходные разности глин называются полупластичными и полуфлинтами (полусухарными). Эти глины изучались Келлером [90].

Месторождение плиоценовых глин Фелипе, открытое в 1969 г. в месте впадения реки Рио-Жари в Амазонку, содержит запасы, исчисляемые многими тысячами миллионов тонн с 98%-ным содержанием каолинита, пригодным для мелования бумаги. В верхней части эти залежи изменены современным тропическим выветриванием (стадия 2 в развитии профиля тропического выветривания [107]).

В Чехословакии четвертичные суглинки и лёссы, разрабатываемые у Шатова с 1876 г., успешно используются в производстве плиток для покрытия полов. Светло-желтые песчанистые лёссы слагают слой мощностью 1,5—2,5 м над слоем суглинка мощностью около 4 м. Отношение $\text{CaO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ в лёссе достаточно выдержано; эти примеси придают керамическим изделиям характерную окраску и отличные механические свойства. Температура спекания отличается от температуры начала деформации только на 20 °С. Такое необычное производство плиток из преимущественно кирпичного сырья требует строгого соблюдения режима обжига при 1100 ± 10 °С.

Поиски, разведка и обогащение пластичных глин и аргиллитов. Критерии поисков пластичных глин и аргиллитов разных генетических типов контролируются условиями их генезиса. Отложения озер позволяют рассчитывать на выявление наиболее ценных огнеупорных и связующих глин. Эти глины разведываются по сетке через 200—50 м. Добыча глин обычно ведется открытым способом. Аргиллиты иногда добываются подземным способом (например, на руднике Ивате, северная часть Хонсю, Япония; Горжковец, Чехословакия). Глины подвергаются только высушиванию и помолу и редко обогащаются, так как эти процессы крайне трудно осуществлять из-за небольшого размера частиц, их способности к адгезии и из-за их пластичности.

В заключение раздела вкратце отметим глауконит (от греческого слова *glaukos* — темно-зеленый, синевато-зеленый), который относится к слюдам и отчасти к глинистым минералам, но отличается от них по использованию. Глауконит применяется для смягчения воды и в качестве удобрения (поставляет растениям К и Р). Он встречается в меловых и третичных морских песках и песчаниках и часто образует тесные сростания с монтмориллонитом. Глауконит добывается в США, Бельгии, Великобритании, Голландии, Польше, СССР и Австралии. В Чехословакии сеноманские глауконитовые пески и песчаники из Раецка-над-Свитавой использовались в качестве природных формовочных песков.

7.4. ДЕКОРАТИВНЫЕ КАМНИ

Группа декоративных камней включает обширный ряд интрузивных, осадочных и метаморфических пород, которые благодаря определенным свойствам пригодны для получения пильного камня, полированных и скульптурных изделий. В противоположность обычному строительному камню этот вид сырья имеет большую ценность и стоимость. В связи с разработкой в небольших масштабах, при которых применяются дорогостоящие методы добычи, даже небольшие месторождения имеют практическую ценность. Основное требование заключается в том, чтобы при добыче могло быть извлечено 10—30% камня в блоках размером не менее 0,5 м³.

Размер и форма блоков зависят от частоты ориентировки трещин отдельности и разрыва. В гранитных массивах имеются три системы трещин отдельности: трещины пластовой отдельности (L) — почти параллельные поверхности интрузива; трещины раскола (S) — вертикальные продольные; трещины расслоения (Q) — вертикальные пересекающие. Эти трещины ограничивают разные параллелепипеды, которые особенно хорошо скалываются вдоль горизонтальных плоскостей и по плоскостям S («сколовым»), нежели по плоскостям Q.

Отдельность в отложениях поперек плоскости напластования обычно хуже выражена и менее правильная. Метаморфические породы по плоскостям сланцеватости разделяются на плиты, которые обычно не используются в декоративных целях.

Расколка кровельных сланцев идет по кливажу — параллельно ориентировке чешуйчатых минералов. Первичная слоистость легко выявляется по так называемой «полосчатости» (разному составу пород), ориентированной поперек кливажа.

Большая трещиноватость (измеряемая количеством трещин в

1 м³) гранита позволяет использовать его для получения дробленого камня. Трещиноватость керна можно оценить количественно при разведке бурением по длине ненарушенных столбиков керна (более 10 см) к общей величине изучаемого разреза.

Породы, применяемые в декоративных целях, имеют прочность на сжатие не менее 55 МПа (80 МПа для строительных целей) и должны быть устойчивыми к выветриванию. Пористость мраморов не должна превышать 3%. После 25 циклов замораживания и оттаивания поглощение воды не должно увеличиваться больше чем на 0,5%. Устойчивость к истиранию породы при стандартных условиях должна характеризоваться потерей менее 0,55% породы с 1 см² истираемой грани опытного куба в течение определенного времени.

Объемный вес мрамора должен быть не менее 2,4. Мрамор, способный к полировке, имеет пористость менее 3%. Полировка опытных кусков классифицируется как отчетливая, высокая, жирная или тусклая и непрерывная, прерывистая или несвязанная (последний термин означает, что более половины поверхности грани опытного образца осталось неполированной). Мелкозернистые мраморы лучше полируются, чем крупнозернистые.

Примесь доломита и глины снижает способность мрамора к полировке. Доломит более устойчив к выветриванию, но менее устойчив к давлению, нежели кальцит. В общем минералы с хорошей спайностью не полируются, а минералы с каркасной решеткой полируются лучше, чем минералы с цепочечной структурой; минералы со слоистой структурой обуславливают прерывистую полировку (например, слюды в гранитах). Долговечность полированных поверхностей определяется неоднократной обработкой нагретого образца 1%-ным раствором H₂SO₄ и последующим замораживанием его в сухом льду.

Существуют также методы определения термического расширения и теплопроводности, модулей хрупкого разрушения и эластичности, изменения окраски, твердости, водопоглощения и т.д.

Петрографически декоративные камни разделяются на изверженные (светлоокрашенные — граниты, темноокрашенные — включая также серпентиниты) и осадочные породы (песчаники, сланцы, песчанистые мергели). Группа мраморов включает кристаллические и осадочные известняки (+ травертины).

НАИБОЛЕЕ ПРИМЕЧАТЕЛЬНЫЕ ДЕКОРАТИВНЫЕ КАМНИ. Знаменитые камни изверженного происхождения — это скандинавские красные граниты (выборгские рапакиви), нориты, диабазы и ларвикиты (анортклазовые сиениты), лабрадориты; асуанские красные

граниты* и красные античные порфиры в Египте, зеленые порфиры (порфиры «Верде Антико») из Пелопоннеса (Греция); последний камень был использован для строительства большого фонтана в Ватикане.

Мрамор — наиболее распространенный камень среди осадочных и метаморфических декоративных камней. Мезозойский белый «статуарный» мрамор из Каррары в Италии просвечивает на глубину 3—4 см (блоки получают объемом до 300 м³); известен также желтоватый мрамор из Пентеликона в Греции. Мраморы, обычно используемые в Европе, — это раковинные известняки из Плевена (Болгария), «бельгийские черные» известняки (динантские), бельгийские коралловые известняки, травертин из Канштата близ Штутгарта (ФРГ), белый мрамор «Перла-Карибе» из Кубы и другие.

Потребление декоративного и грубо обработанного камня снизилось в начале нынешнего столетия с 50 до 0,25% в связи с применением каменных заполнителей в строительстве.

ДОБЫЧА ДЕКОРАТИВНОГО КАМНЯ. При добыче декоративного камня нельзя проводить взрывных работ, так как они повлекли бы за собой разрушение его на мелкие обломки. Поэтому крупные блоки отделяются от коренной породы с помощью скважин, пробуренных достаточно часто, пневматических расклинивающих отбойных молотков или гидравлических клиньев, которые передают давление около 49 МПа на стенки предварительно пробуренного шпура. Другие методы заключаются в распиловке камня стальной проволокой с присыпкой кварцевого песка в разрез (скорость движения проволочной пилы в мраморе 7 м/с, глубина резания 6 м, длина проволоки 300—800 м, потребление энергии 7—10 кВ/м²), в распиловке цепными пилами (известняки, травертин, туфы, песчаники, сланцы) и циркулярными камнерезными пилами с наваренными твердыми сплавами. При тепловой резке бензиновыми или нефтяными горелками с подачей кислорода или воздуха (температура 1900 °С) используется изменение объема при полиморфных превращениях минералов, особенно кварца (при 900 °С объем увеличивается на 12,7% с образованием тридимита, при более высокой температуре (1250 °С) — на 19,8% с образованием кристобалита). Эти объемные изменения вызывают отщепление ровных чешуек породы, которые выносятся из пропилов струей кислорода или воздуха. Используя горелку того же типа, поверхность камня можно легко

* Из этих гранитов вырезаны сфинксы, стоящие на набережной Невы в Ленинграде. — *Прим. ред.*

обрабатывать, получая почти рельефные изображения, изготовление которых, хотя и трудоемкое, было весьма распространено в прежние времена.

Процесс тепловой обработки камня в Чехословакии применялся в средние века для размягчения пород в серебряных рудниках; в настоящее время этот метод в модифицированном виде используется для нарезки гранитных блоков в Рупрехтисе (ширина канавки 10—15 см, глубина 2—9 м, производительность 0,35—1 м²/ч).

7.5. ДИАТОМИТ

Диатомит (от греческого *diatomé* — рассечение надвое, по форме диатомовой раковины, сложенной двумя половинками в виде коробки и крышки) сложен кремнистыми раковинами диатомей.

Диатомиты присутствуют в верхнемеловых, третичных и четвертичных озерных, солонатоводных и морских отложениях (табл. 8, генетические типы 69 и 85). Мелководье (до 35 м) с 5—20 млн⁻¹ SiO₂ представляет собой прекрасную среду для образования раковин и роста диатомовых водорослей (в 1 м³ воды содержится до 10⁹ Diatomaceae). Диатомиты — рыхлые или слабосвязанные породы, светлоокрашенные, с объемным весом 0,5—1,0 и плотностью 2,0—2,3, что соответствует пористости до 90%; в 1 см³ породы содержится до 1,7—30 млн. раковин. Последние имеют размер от 0,001 до 0,4 мм и сложены преимущественно опалом; однако рентгеновский анализ указывает на то, что материал не вполне аморфен: он имеет признаки кристобалитовой структуры. В соответствии с формой и симметрией диатомеи подразделяются на радиально-симметрические, или центрические, билатерально-симметрические и асимметрические. В раковинах содержится примесь Al₂O₃, в меньшей степени Fe₂O₃ и щелочи, а вообще в диатомитах — органическое вещество, соли, обломочные минералы, раковины радиоларий, кремнистых жгутиковых и губки. Наряду с SiO₂ (главным образом из вулканического пепла) важное значение для образования раковин и жизни диатомей имеет бор. Слой диатомовых отложений нарастает со скоростью 1 мм/год.

Ценные физические свойства диатомита — это высокая пористость и, следовательно, высокая емкость поглощения (80%), химическая инертность, кислотоустойчивость, высокая огнеупорность (1400—1600 °C), а также слабая термическая и электрическая проводимость.

Благодаря этим свойствам диатомиты используются в строительстве, в химической, фармацевтической и пищевой промышлен-

ности; в качестве тепло- и звукоизоляционного материала, для фильтрации солодовых продуктов и экстрактов, фруктовых соков, вин, минеральных масел и т.д.; в качестве легкого наполнителя в красках, бумаге, резине, пластмассах, для подложки катализаторов, в качестве абразива и компонента полировальных паст. Диатомит использовался в качестве строительного материала (в виде кирпичей) при сооружении сводов купола храма святой Софии в Стамбуле (532—537 гг.).

Динамит (нитроглицерин с диатомитом) был открыт случайно, когда сосуд с нитроглицерином разбился без взрыва, так как нитроглицерин впитался в диатомит, служивший термоизоляционной оболочкой.

Крупнейшее месторождение диатомитов находится в Калифорнии, США (месторождение Ломпок в морских неогеновых отложениях мощностью 420 м). В СССР диатомиты встречаются в среднем течении Волги (палеогеновое Инзенское месторождение, мощность до 50 м), в Закавказье, Красноярском крае и в других районах. Крупные месторождения диатомитов разрабатываются во Франции (Овернь: Пюи-де-Дом), в ФРГ (Фогельсберг, Люнебургская пустошь — древнейшие в мире разработки), Австрии (Лимберг — крупнейшее месторождение в Европе), Дании (острова Морс и Фур в Лим-фьорде) и в Турции.

Особая разновидность диатомита — датский «молер» — диатомит с прослоями туфов. Последние придают материалу связующую способность, что позволяет использовать эти диатомиты в производстве кирпичей, которые применяются в строительстве плотин.

ТАБЛИЦА 39. Добыча диатомитов (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	552,3	602,5	519,7	572,3	587,7	590,5	650,3	624,9
Франция	200,0	205,2	210,0	210,3	205,5	200,0	200,0	220,0
Чехословакия	70,0	74,0	86,0	99,0	65,0	51,0	63,0	63,0
ФРГ	52,5	51,4	54,6	52,9	49,5	47,6	43,3	40,0
Румыния	—	40,0	40,0	40,0	40,0	40,0	40,0	40,0
Мексика	19,6	23,6	22,7	26,3	23,6	40,9	44,0	23,0
Италия	87,2	31,7	32,0	18,2	30,0	30,0	30,0	30,0
Испания	19,4	20,0	20,0	17,2	28,3	21,4	27,2	27,0
Дания	20,0	20,0	21,0	21,0	25,0	25,0	25,0	25,0
Исландия	22,3	22,5	22,5	22,7	21,0	20,0	21,3	18,2

7.6. ДОЛОМИТЫ

Доломит был впервые открыт в 1791 г. Доломье, по имени которого были названы и порода, и минерал.

Доломит можно отличить от известняка или магнезита методом окрашивания (гл. 12) и по мозаичной структуре, которая обуславливает естественное разрушение доломита с образованием песка и реликтовых «башен» (известняк, напротив, более устойчив к выветриванию и тектоническому давлению и в обнажениях образует непрерывные выходы в виде скалистых уступов и террас). Надежно определить доломит можно только с помощью рентгеновского и термического методов (экзотермические пики при 900 и 950 °С, тогда как у кальцита только один экзотермический пик при 1000 °С, а у магнезита при 650 °С) или химического анализа. Разные по генезису доломиты могут содержать кальцит, магнезит, сидерит, кварц, опал, халцедон, пирит, графитовое вещество, глинистые минералы, тремолит и др.

Полезные ископаемые обычно представлены собственно доломитом ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ более 90%) и известковистым доломитом ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — 50—90%). Граница между доломитом и известняком нечеткая, и на одном месторождении эти породы могут залегать бок о бок. Желательно различать эти породы, так как они применяются для разных целей. Доломит используется в качестве наполнителя, как сырье для специального цемента и извести, огнеупоров, для удаления окислов серы из дымовых газов, нейтрализации кислых вод почв, в качестве удобрения для бобовых растений (Mg из молотого доломита начинает извлекаться после 2—4 лет), наполнителя резины, сырья для производства стекла (менее 0,15% Fe_2O_3) и керамических изделий (менее 0,05% Fe_2O_3), а также в химической промышленности.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОЛОМИТОВ. Доломиты и известковистые доломиты образуются: 1) при диагенезе в морских условиях (табл. 8, генетический тип 89); 2) химическим осаждением близ устья рек, несущих растворенный $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ в море, в результате реакции последнего с MgSO_4 или MgCl_2 морской воды (табл. 8, генетический тип 95); 3) химическим осаждением в начале эвапоритового цикла (разд. 2.10); 4) при гидротермальном метасоматозе (табл. 8, генетический тип 37).

В первом случае доломитовые залежи имеют форму довольно правильного покрова, тогда как в двух последних случаях залежи имеют неправильные лопастьевидные границы.

Месторождения доломитов, как и месторождения известняков,

известны почти во всех странах и во всех, преимущественно более древних, формациях. Мировая добыча доломитов превышает 100 млн. т в год. Главные европейские производители доломитов, используемых не только в строительстве, — это Великобритания (8,3 млн. т в 1974 г.), ФРГ (5 млн. т), Чехословакия (3 млн. т), Франция (1,5 млн. т) и Италия (1 млн. т). Добыча доломитов в Японии составляет около 3 млн. т (Industrial minerals, 1976, стр. 101, 102).

7.7. СТЕКОЛЬНЫЕ И ФОРМОВОЧНЫЕ ПЕСКИ

Для песков (в том числе строительных, разд. 8.4) характерны те же генетические типы, что и для глин (разд. 7.3), но только ледниковые отложения включают озы и камы. Морские месторождения разделяются на пляжные пески, песчаные отмели и бары. Особый тип месторождений представляют отложения обломочного и аутигенного кварца в депрессиях на поверхности закарстованных известняков. Аутигенный кварц образовался в результате перекристаллизации опала, осажденного из щелочных растворов известнякового комплекса (Марич, см. [190]). Слои обломочного кварца в карстовых воронках могут чередоваться со слоями аутигенного кварца или хемогенного известняка.

Термин «стекольный песок» применяется для сырья, которое в природном виде (но обычно после обработки) удовлетворяет требованиям стекольной промышленности. Так как кварцевый песок составляет 60—80% стекольной массы, его качество, в сущности, определяет технологию производства и качество продукции. Важное значение имеют гранулярный состав песка, который влияет на характер плавления (оптимальные размеры зерен 0,1—0,3 мм), а также химический состав, определяющий качество стекла (содержание Fe_2O_3 в песке не должно превышать 0,04% для посудного и листового стекла, 0,013% для бесцветных стекол и 0,008% для оптических стекол).

В Чехословакии стекольные пески до сих пор получают промывкой природных кварцевых песков и песчаников (Прохазка, Штырки в книге Кужварта, 1977). Породы, богатые кварцем, также могут быть использованы после обработки — кварциты, жильный кварц или большинство кислых изверженных и метаморфических пород. Однако по экономическим соображениям только пески, которые могут быть обогащены простой промывкой, рассматриваются как исходное сырье для стекла. При оценке месторождений тщательно изучается вопрос о наличии достаточного количества

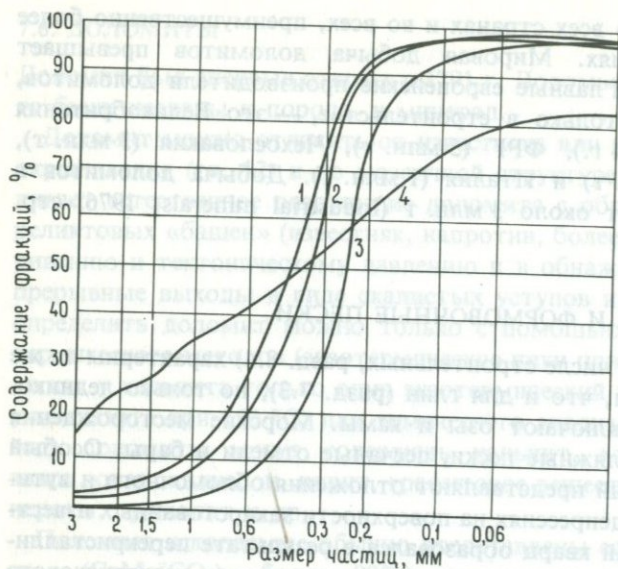


РИС. 71. Кумулятивные кривые гранулярного состава стекольных песков меловых месторождений Проводин (1), Срни (2), Стршелеч (3) и плиоценового месторождения Вельки-Луг (4) (Прогазка, см. в [111]).

воды для обогатительной фабрики. В минералого-петрографическом отношении богемские песчаники с максимальным содержанием фракции 0,1—0,6 мм представляют собой прекрасное сырье. Гранулярный состав этих пород показан на рис. 71. Коэффициент сортировки по Траску обычно составляет 1,3—1,5. Меловые толстослойные морские песчаники, используемые в промышленности, имеют следующий минеральный состав: обломочные зерна кварца — более 95%, аксессуарные минералы — зерна полевого шпата, слюда и немного основной массы с каолинитом — почти единственным глинистым минералом.

Хорошее качество имеют беловато-серые, слегка желтоватые среднезернистые меловые песчаники из Проводина (Чехословакия) (в %): SiO_2 — 98,74; Fe_2O_3 — 0,084; Al_2O_3 — 0,61; Cr_2O_3 — 0,001; FeO — 0,01; TiO_2 — 0,048; CaO — 0,02; MgO — 0,01; MnO — следы; Na_2O — следы; K_2O — 0,18; сумма — 99,70.

Глинистые и алевритовые частицы, выполняющие промежутки между зернами кварца, почти полностью удаляются промывкой. Свойства обогащенного стекольного песка контролируются характером первичных обломочных компонентов с размером зерен 0,1—0,6 мм. Так как полевых шпатов и слюд очень мало, химиче-

ская чистота — одно из главных свойств песка — зависит от состава кварцевых зерен, содержащих примеси на поверхности и примеси тяжелых минералов.

Свойства кварцевых зерен зависят от их размеров: крупные зерна относительно изометричны, слабо истерты, часто различно окрашены, с матовой поверхностью и состоят преимущественно из кристаллических агрегатов; небольшие зерна имеют противоположные характеристики. В производстве стекла большое значение имеет количество примесей (главным образом каолинита и лимонита), которые прирастают к поверхности кварцевых зерен. Механическая адгезия представляет собой серьезную проблему. Даже интенсивная абразия песков в карьерах и их промывка не всегда дают желаемый эффект. Содержание Fe_2O_3 в виде лимонита составляет в среднем 0,01—0,02%. Включения тяжелых минералов внутри кварцевых зерен и гематитовые или лимонитовые пленки в глубоких трещинках в зернах в меньшей степени сказываются на химизме песков. Содержание Fe_2O_3 , обусловленное этими включениями в стекольных песках, не превышает 0,01% и примерно одинаково для всех месторождений; эта часть Fe_2O_3 не может быть удалена без механического дробления зерен. Количество и химический состав окрашенных зерен кварца, которые раньше тщательно изучались, не играют большой роли. Окрашивание дает эффект только в более крупных зернах, количество которых в обогащенных песках невелико, и, кроме того, определение окраски всегда носит субъективный характер.

В богемских песчаниках тяжелых минералов мало, и они концентрируются в основном в мелких фракциях (<0,1 мм). В меловых отложениях присутствует довольно постоянная ассоциация тяжелых минералов. В ней преобладает турмалин, особенно в более крупных фракциях. Ильменит, анатаз, рутил, сфен, брукит и продукты их изменения составляют 40% тяжелой фракции; обычно присутствуют циркон, ставролит, гранат. Среди более редких минералов шпинелиды (часто описываемые как хромшпинель) — особенно нежелательная примесь, так как при изготовлении стекла они не плавятся полностью и в стекле образуется так называемая «черная мушка». Это весьма сложная проблема, и исследования показывают, что шпинелиды в разрабатываемых песчаниках очень мелкие, распределены неравномерно и не образуют скоплений в каких-либо слоях. Однако тяжелые минералы в общем повышают количество нежелательных примесей в сырье, особенно Fe_2O_3 . Согласно анализам, в тяжелой фракции содержится 10—15% Fe_2O_3 . При среднем содержании тяжелой фракции (около 0,1%) на долю тяжелых минералов

приходится 0,10—0,015% Fe_2O_3 от общего его содержания в песках. Учитывая вышесказанное, становится ясно, что улучшения качества стекольного песка можно достичь удалением тяжелых минералов с помощью соответствующего способа обогащения.

Состав промытых песков (по лабораторным данным):

Месторождение	Fe_2O_3 , %	TiO_2 , %	Al_2O_3 , %
Стршелеч	0,021—0,025	0,037—0,045	0,16—0,20
Проводин	0,036	0,033	0,31
Срни	0,030	0,033	0,33

Другие нежелательные примеси (Cr_2O_3 , MnO , BaO , V_2O_5 , CuO) встречаются в разрабатываемых месторождениях в таких ограниченных количествах, что не оказывают заметного влияния на качество песков. Эти соединения — неизменные компоненты тяжелых минералов; часть Al_2O_3 принадлежит пленкам каолинита на песчинках. Примесные элементы играют следующую роль: Zn уменьшает температуру плавления стекла, Sr увеличивает объемный вес, Zr и Ge увеличивают светопреломление, V предотвращает несмешивание и коррозию, Be и P увеличивают проницаемость для ультрафиолетовых лучей, Cd и B поглощают медленные нейтроны [15], а Li повышает устойчивость телевизионных катодных трубок к нагреванию.

Основные критерии оценки формовочных песков — это содержание в смеси (5—10% в лучшем случае) отмываемого (глинистого) вещества (т.е. частиц размером менее 0,02 мм), минеральный состав, средняя зернистость песка, газопроницаемость форм, химизм наполнителя (кварца) и устойчивость при температурах 1340—1500°C. В геологической практике следует различать два вида формовочных песков:

а) «природные» формовочные пески, которые содержат в природном виде в соответствующем количестве разные компоненты и поэтому могут быть использованы непосредственно или после минимальной обработки;

б) «кварцевые» формовочные пески, которые используются только в качестве наполнителя в так называемых искусственных кварцевых смесях. К ним добавляют связующий агент, например бентонит или органические соединения. Большинство таких песков представляют собой стекольные пески.

Поиски стекольных песков следует вести в первую очередь в песчаных отложениях неглубоких, хорошо азрированных морей и среди крупнозернистых песков, которые представляют собой продукт выветривания крупнокристаллических гранитоидов, переотложенных на близкие расстояния. Низкокачественные пески с глинистой примесью можно рассматривать как формовочные пески. Разведка месторождений песка обычно проводится с помощью бурения.

7.8. ГИПС И АНГИДРИТ

Название «гипс» происходит от греческого *gypsos* — мел, которое, вероятно, имеет семитское происхождение: по-арабски — *jibs*, по-древнееврейски — *gébhes*, по-аккадски — *gassu*; ангидрит происходит от греческого *anhydros* — безводный. Очень чистый мелкозернистый гипс называется алебастром (от греческого названия *alabastros*, которое образовалось от египетского). Примеси являются центрами кристаллизации и перекристаллизации гипса, который приобретает гранобластовую, а иногда и порфиробластовую структуру. Таким образом, крупнозернистый гипс содержит больше примесей, чем мелкозернистый. Волокнистый гипс — селенит — образуется в трещинах. Гипс слабо растворим в воде, деятельность которой приводит к образованию воронок и пещер в гипсоносных комплексах. Ангидрит как первичный минерал более широко распространен, но меньше используется в промышленности. Ценность гипса обусловлена легкостью его дегидратации и регидратации.

ПРИМЕНЕНИЕ ГИПСА. Использование гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в строительстве восходит еще к первым династиям египетских фараонов (5000 лет назад). Он применялся для оштукатуривания неровной поверхности кирпичных или каменных кладок, чтобы подготовить их для декоративной росписи. Слишком быстрое затверждение гипса (25—30 мин) ограничивало более широкое его использование. Поэтому в настоящее время к гипсу добавляются различные органические вещества, которые замедляют процесс его затверждения до 2—3 ч.

Ангидрит CaSO_4 имеет ограниченное применение. Будучи восстановленным с коксом и смешанным с молотыми сланцем и кремнистой породой, он используется для получения серной кислоты и цементного клинкера в качестве побочного продукта.

При умеренном нагревании до 107 °С (до 107—170 °С в течение 1—2 ч, если требуется ускорить реакцию) гипс превращается в полугидрат — обожженный гипс. В смеси с водой он затвердевает

с образованием дегидрата — обожженного штукатурного гипса, который применялся в строительстве еще в Древнем Египте из-за его хороших изоляционных свойств (тепло, звук), легкого веса и огнестойкости. В последнее время 40% гипса применяется для производства стеновых плит для укрепления стен в квартирах (10^9 м² ежегодно в США). Эти плиты отливаются в формах размером $120 \times 250 \times 2$ см, выложенных бумагой.

При нагревании до 200 °С (200—750 °С) образуется ангидрит (гидравлический гипс с небольшим количеством воды). Эта масса теряет всю воду и частично диссоциирует при 800 °С. Она используется для получения искусственных мраморов, стеновых плиток и т.д. Добавка 3—5% гипса к молотому цементному клинкеру задерживает затверждение цемента. Гипсошлаковый гидравлический цемент, который устойчив к выщелачиванию и коррозии (SO_4^{2-}) водой, состоит из молотого шлака (80—85%), гипса и цементного клинкера. Ангидритный цемент используется в качестве компонента бетона, в искусственных мраморах и т.п. Гипс применяется также в медицине, сельском хозяйстве (при реакции с осажденным Na_2CO_3 в некоторых орошаемых районах образуются CaCO_3 и Na_2SO_4), в производстве форм для керамических отливок и в качестве наполнителя бумаги. Гипс и ангидрит — потенциальные источники серы; из них можно получать серную кислоту. Гипс повышает пористость почв, является источником S и Ca для земляных орехов и поглощает азот из удобрений.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГИПСА И АНГИДРИТА. Происхождение месторождений мономинерального гипса (ангидрита) и галита (табл. 8, генетический тип 96) объясняется на примере пермских эвапоритов двух бассейнов в Техасе, Нью-Мексико и Луизиане. Пермская формация Кастилле в бассейне Делавэр (разд. 7.16) содержит гипс. Месторождения каменной соли находятся в бассейне Луанн. Образование указанных типов мономинеральных эвапоритовых месторождений Холботи и Хардин объясняли прерывистым сообщением этих двух бассейнов и движением вод из бассейна Делавэр (после осаждения из них ангидрита) в юго-восточном направлении в бассейн Луанн, где уже отлагался галит [8].

Седиментация ангидрита в бассейне Делавэр объяснялась также как результат циркуляции вод между этим бассейном и небольшой замкнутой лагуной на шельфе; морская вода, просачивавшаяся в лагуну из открытого моря, отгоняла рассол, образованный при испарении. Ангидрит, выпавший из раствора, переотлагался затем в глубоководных участках моря (Кинг, 1947 и Скратон, 1947, см. в [8]).

Другая гипотеза (Батлер, 1970, Кинсман, 1969, см. в [115]) основывается на изучении седиментации в себхах на побережье Персидского залива. Здесь седиментация начинается с отложения лагунных и водорослевых известняков в полосе между низким и высоким приливом и сменяется осаждением кристаллов типа и конкреций ангидрита в известняках, подвергшихся доломитизации. Гипс и ангидрит образуют порфиروبласты в известняково-доломитовой обстановке (примеры отложений в условиях себх: миссисипские эвапориты в юго-восточной части Индианы, США; Карр, 1972, см. в [115]; силурийские гипсы в Огайо, Нью-Йорке и Онтарио). Мощность эвапоритов обычно не превышает 7—30 м. На Ямайке известна толща эвапоритов мощностью 70 м.

Гипс образует также конкреции в остаточных почвах или выполняет трещины в породах, содержащих сульфаты Ca в результате взаимодействия вод, несущих SO_4^{2-} и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Таким образом образуются инфильтрационные залежи. В пустынных условиях они могут иметь характер гипсовых конкреций в выветрелом материале, перекрывающем мергели и известняки с гипсовыми прослоями (например, в Восточной пустыне Египта они встречаются в Вади-Хофф, Вади-Джиббу и Вади-Джеррави; конкреции весом до нескольких десятков килограммов были извлечены из выветрелого материала, добываемого для цементной фабрики в Хелване). В пустынях в песках и выветрелом материале у поверхности гипсовые кристаллы срстаются в «розы пустынь». Гипсовые шляпы соляных диапиров — еще один генетический тип месторождений гипса.

При небольшом давлении вблизи земной поверхности (на глубине 100—150 м, редко — 300 м) ангидрит гидратируется с образованием гипса; при этом объем увеличивается на 30%. Иногда в гипсе отмечаются реликты ангидрита. При гидратации минералы Sr и Ba, первоначально рассеянные в виде аксессуариев в ангидрите, могут мигрировать и концентрироваться. На больших глубинах гипс снова теряет воду. Чередование пропластков гипса и ангидрита можно объяснить чередованием температурных условий в ходе седиментации (ангидрит осаждается из морской воды при температуре $> 34^\circ\text{C}$, а гипс — при температуре $< 34^\circ\text{C}$) или процессами, происходящими вскоре после осаждения на стадии неглубокого захоронения. Большинство месторождений гипса образовалось в результате гидратации ангидрита в четвертичное время; форма и размеры залежей контролируются современным рельефом и гидрогеологическим режимом. Месторождения таких эвапоритов разрабатываются в 64 странах; ежегодная добыча превышает 1500 т. Возраст месторождений варьирует от кембрийского до четвертичного.

В штате Нью-Йорк (США), в районе между Рочестером и Буффало, разрабатываются два гипсовых пласта ($88\% \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) мощностью 1—1,5 м в доломитах силурийской формации Салайна. Пласты гипса встречаются до глубины 50 м и разделены по вертикали расстоянием около 20 м; они разрабатываются камерно-столбовым методом. По падению (на юг) они переходят в ангидрит на глубине 70—100 м, а затем сменяются галитом. В США гипс добывается примерно на 40 других месторождениях в 18 штатах, в Канаде имеется восемь месторождений в пяти провинциях. В СССР месторождения гипса известны в верхнекембрийских (Иркутская область, Бурятская АССР и Якутская АССР), девонских (Тульская и Московская области), пермских (Архангельская и Пермская области, Татарская АССР, Башкирская АССР, Донбасс), верхнеюрских (Северный Кавказ, Средняя Азия), меловых (Средняя Азия) и третичных отложениях (бассейн Днепра). В Донбассе гипсовые пласты в нижнепермских глинистых сланцах и доломитах имеют мощность 0,5—36 м и книзу переходят в ангидрит.

Поиски, разведка и добыча гипса и ангидрита. Поисковые критерии на гипс и ангидрит основываются на тех же самых признаках, по которым ведутся поиски других эвапоритов (разд. 7.18). При разведке следует иметь в виду, что слои могут иметь ленточную конфигурацию и что гидратация ангидрита, обусловленная многими факторами, может быть неравномерной, как и содержание вредных примесей. Практическая важность некоторых месторождений возрастает независимо от степени чистоты гипса и сложности горнотехнических условий, если они расположены вблизи потребителей. Например, большинство потребляющих предприятий на Тихоокеанском и Атлантическом побережьях США импортируют гипс из прибрежных месторождений Канады, Мексики, Ямайки

ТАБЛИЦА 40. Добыча гипса и ангидрита (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	12 300	10 885	8846	10 866	12 145	13 506	13 269	11 225
Канада	7 611	7 225	5718	6 002	7 234	8 074	8 098	7 209
Иран	3 000	4 000	5400	6 500	6 900	8 000	7 000	7 000
Франция	6 600	6 264	5813	6 630	6 700	6 071	6 240	6 000
Испания	4 191	4 077	4219	4 200	5 482	5 369	5 275	5 500
Италия	3 862	3 900	3900	3 877	4 180	4 200	4 200	4 200
Великобритания	5 333	3 801	3478	3 350	3 310	3 322	3 500	3 500
ФРГ	2 948	2 302	2084	2 100	2 218	2 238	2 251	2 340
Мексика	1 514	1 387	1256	1 414	1 496	1 758	2 021	1 709

и Доминиканской Республики, так как он дешевле гипса внутриматериковых месторождений США. Месторождения гипса разрабатываются камерно-столбовым методом, при котором 20—30% материала остается в целиках. Искусственный гипс получают в виде побочного продукта в химической промышленности, но, как правило, он низкого качества. В Чехословакии искусственный гипс для сельскохозяйственных целей получали из извести и серной кислоты, для производства которой использовались протерозойские пиритовые сланцы района Грахолуски. В Японии искусственный гипс получают как побочный продукт при производстве фосфорной кислоты и применяют в виде примеси к цементному клинкеру и стеновым плитам.

7.9. КАОЛИНОВЫЙ И ГАЛЛУАЗИТОВЫЙ ЭЛЮВИЙ

Название «каолин» — искаженное китайское слово Кау-Линг, т.е. «высокие холмы», расположенные восточнее города Цзиндечжень, где каолин впервые был добыт, вероятно, в III в. до н.э. В Европе каолин впервые описан монахом д'Антреколем в 1712 г. В 1753 г. Шамбре записал, что фарфор из Китая был изготовлен из равных частей каолина и петунсе — молотого каолинизированного гранита, т.е. каолинит, полевой шпат и кварц*. Это означает, что каолин в его первоначальном виде, вероятно, представлял собой «отмученный каолин» (т.е. глинистую фракцию с размером частиц обычно менее 0,02 мм). В странах Восточной Европы термин «каолин» в настоящее время применяется для обозначения остаточной породы, образовавшейся при выветривании или гидротермальном изменении полевошпатовых пород. В странах Западной Европы и в США под этим термином понимают также каолиновые глины.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КАОЛИНА. Каолин — это белая или светлоокрашенная глинистая порода с большим содержанием каолинита (термин «каолинит» впервые применили Джонсон и Блейк в 1867 г.), которая в природном виде (в качестве естественной кера-

* Письма д'Антреколя еще в XVIII в. были опубликованы на русском языке. Образцы фарфорового сырья, присланные д'Антреколем в Париж, так и остались загадкой. Китайцы изготавливали фарфор из каолина и фарфорового камня, месторождение которого располагалось тут же. Сырье — и каолин, и фарфоровый камень дробились и брикетировались. Брикеты того и другого (петунсе по-китайски означает брикет) вводились в шихту, которая в дальнейшем обрабатывалась по обычной технологии. Письма д'Антреколя, хотя и описывали процесс достаточно точно, все же не были поняты и не повлияли на развитие фарфоровой промышленности в Европе. Текст, приведенный выше, не вполне точен. — *Прим. ред.*

мической массы) или после отмучивания в отстойниках, гидроциклонах или центрифугах, воздушной сепарации, помола, флотации, ультрафлотации, селективного осаждения, химического отбеливания или электромагнитной сепарации пригодна для производства фарфора, облицовочных плит, бумаги (в качестве наполнителя или покрытия), огнеупорного кирпича, резины, керамических волокон, изоляции электропроводов (из обожженного молотого каолина с поливинилом) и других целей. Для промышленного использования важное значение имеют белый цвет каолина, высокая дисперсность, легкое диспергирование, химическая инертность, низкая абразивность и главным образом низкая стоимость.

Формуле каолинита $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ соответствует 14% H_2O , 39,5% Al_2O_3 и 46,5% SiO_2 (табл. 37). Каолин-сырец содержит помимо каолинита кварц и слюды, иногда реликты полевого шпата, особенно калиевого полевого шпата; глинистые минералы представлены иллитом, иногда — монтмориллонитом и др.

Потери при прокаливании в каолине-сырце составляют 5—6%, содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20 \div 23\%$, $\text{SiO}_2 = 65 \div 70\%$; после удаления кварца и других минералов песчаной и алевритовой фракций отмучиванием (преимущественно $< 0,02$ мм, по крайней мере 15% в каолине-сырце) содержание Al_2O_3 возрастает (потери при прокаливании около 13%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 36 \div 38\%$, SiO_2 около 50%).

Согласно чехословацкому стандарту, отмученный каолин, используемый для производства тонкой керамики, должен содержать не более 1,6% ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$) и не более 2% остатка на сите 0,063; прочность на изгиб должна составлять 1,5 МПа, а огнеупорность — не менее 33 (конус Зегера). Необходимо, чтобы отмученный каолин хорошо разжижался и заполнял форму при разливке. Таким свойством обладают каолины, состоящие из мелких частиц ($< 0,002$ мм).

Каолин, предназначенный для обжига (например, в керамике), должен содержать как можно больше Al_2O_3 и как можно меньше флюсов (K_2O , Na_2O) и красящих компонентов (Fe_2O_3 , FeO , TiO_2).

Белизна обогащенного каолина — не самое главное свойство. Она имеет важное значение для каолина, используемого в производстве бумаги без тепловой обработки [132]. Каолин должен содержать немного тонкого кварца, чтобы не было быстрого износа обогатительного оборудования в результате его абразии. Белизна каолина, используемого для наполнения бумаги, должна быть не менее 74°. Каолин для мелования бумаги с 75% частиц менее 0,002 мм и минимально возможным содержанием тонкого кварца должен иметь белизну не менее 84°.

Каолин для резиновых изделий не должен содержать более 0,002% Mn, 0,001% Cu и 0,15% Fe. Каолин для производства шмота должен иметь огнеупорность не ниже 1730 °С, т.е. 33 (конус Зегера).

Остаточный каолин — это рыхлая светлая порода. Он сходен с остаточным галлуазитом (каолин и галлуазит различаются по ДТА и рентгеновскому анализу), а в некоторых случаях — с алунитизированными полевошпатовыми породами (алунит при обжиге выделяет SO_2).

Крупнокристаллический ($> 0,005$ мм) и хорошо окристаллизованный каолин (близкий к триклинному) имеет низкую пластичность; в отмученном виде он не используется для изделий, получаемых формованием. Тонкокристаллический ($< 0,001$ мм) каолинит, близкий к псевдомоноклинному каолиниту, имеет высокую пластичность.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАОЛИНА. В генетическом отношении месторождения остаточного каолина разделяются на: 1) месторождения выветривания (Седлецко-Зейлицкое) (табл. 8, генетический тип 58); 2) гидротермальные месторождения (Корнуолл)* и месторождения сольфатарного (Мексика) типа; 3) месторождения смешанного типа (гидротермальные — преимущественно серицитизация с последующим выветриванием). К первому типу относятся также каолиновые залежи, подстилающие латеритные коры, и пятнистый горизонт (например, залежи каолина на гранитоидах под разрабатываемыми Al-латеритами на руднике Хоуп в Гайане; месторождения Моенго, Паранам и Онвердакт в Суринаме; Ниамее, Тилабере, Гогоре и Йоури в Нигере — на гранитоидах; месторождение Киби в Гане — на филлитах; месторождение Булеру в Австралии — на аркозах).

Название «вторичный каолин» применяется к тем частям остаточных залежей, которые были переотложены на небольшие расстояния (например, при оползании) и первичные структуры которых остались неизменными, хотя они могли обогатиться глинистой фракцией и TiO_2 .

Разделение каолиновых месторождений по генетическим признакам не очень надежно, так как генетическая интерпретация всемирно известных месторождений часто противоречива (Корнуолл, см. ниже).

Каолиновые месторождения могут быть классифицированы по типам материнских пород и по возрастному признаку (см., напри-

* Сейчас в литературе накапливается все больше и больше данных, свидетельствующих о том, что каолины Корнуолла являются продуктом нормального древнего выветривания. — *Прим. ред.*

мер, классификацию европейских месторождений в [189]): а) на докембрийских ортогнейсах и гранитоидах, например в районе Зноймо, Лажанки, Кадань (Чехословакия), на Борнхольме (Дания), Украине (СССР), в Галисии (Испания), Реми-д'Амхерсте (Канада) — на гранулитах; б) на послекембрийских, преимущественно варисцийских гранитоидах и пегматитах, например в Карлови-Вари, Виднаве (Чехословакия); в Мейсенском массиве (ГДР); в Баварии, на Урале, в Центральном массиве, Бретани, Корнуолле и Бразилии (главным образом на пегматитах в южных приморских штатах); в) на аркозах и аркозовых песчаниках, например районы Пльзень и Подборжани в Чехии; в Болгарии, Саксонии, Тюрингии, Ньевре (Франция), Дороге (Венгрия); г) на палеовулканитах, например в Рейнланде, Саксонии; д) на палеовулканитах, преимущественно кислых, особенно на побережье Тихого океана и Средиземного моря — в основном продукты гидротермального изменения (на глубине 100 м часто образуются алузит и кристобалит), например Михаловце (Словакия), Токай (Венгрия), Харгита и Мунти-Апусени (Румыния), Берегово (СССР), Бурса, Зиндирджи (Турция), Япония, Думаньего (Куба), Джобс-Хилл (Ямайка), Жиженец, Пенон, Бланко, Сория (Мексика), Мерседес, Мари (Чили); е) на кристаллических сланцах, филлитах и граувакках докаменноугольного возраста (например, Арденны во Франции, Рейнланд в ФРГ, Вуд-Сайд в Австралии, Капская провинция в ЮАР — на девонских кристаллических сланцах; Гросс в Суринаме — на филлитах).

Больше всего обогащенного каолина производится в США, Великобритании, СССР, Чехословакии, ФРГ и Франции. Чехословакия занимает третье место в мире после США и Великобритании по экспорту каолина.

Добыча каолина в США началась в XVII в. в Северной Каролине. До открытия каолина в Корнуолле его ввозили в Англию. В США 85% каолина добывается из месторождений вторичного каолина на Прибрежной равнине в основании плато Пидмонт, простирающейся на 280 км в штатах Джорджия (главным образом в районе Мейкона) и Северная Каролина (в основном близ Эйкена). Полевошпатовый элювий с размытой поверхности кристаллических пород (с аляскитами) переносился в речные дельты, которые формировали пологие речные конусы выноса у побережья мелового моря в основании края плато Пидмонт (наклон около 1%). Полевые шпаты в участках дельты, выступавших над водой, каолинизировались (с образованием «мягких каолинов»), каолины обезжелезивались под растительным покровом и частично размывались [90]. Каолинит медленно осаждался в отмерших руслах («мягкий каолин», твер-

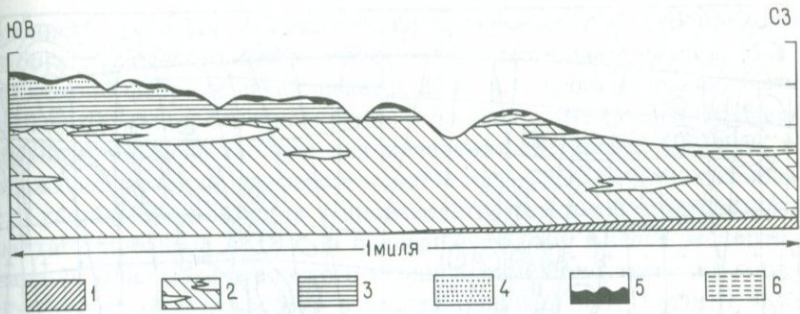


РИС. 72. Схематический профиль каолиновых залежей в Джорджии, США [92]. 1 — кристаллический комплекс; 2 — слюдистые каолиновые косослоистые пески формации Таскалуса (мел) с линзами каолиновых глин; 3 — глины Туигс (эоцен); 4 — пески Эрвингтон (эоцен); 5 — остаточные и коллювиальные глины; 6 — аллювий.

дость 1,2) и частично отлагался под воздействием морских вод, поступавших в литоральные пресноводные бассейны во время штормов («твердый каолин» — твердость 1,8—2,0, с небольшим количеством каолиновых кристаллов). Каолиновые залежи имеют линзовидную форму, диаметр их колеблется от нескольких метров до 1,5 км, а мощность — от нескольких сантиметров до 15 м (в среднем 7 м) (рис. 72). Они составляют часть верхнемеловой формации Таскалуса («мягкий каолин» в косослоистых каолиновых и слюдистых песках с каолиновыми псевдоморфозами по полевым шпатам). Каолин с небольшой примесью кварца и слюды, циркона и турмалина, местами с примесью монтмориллонита в естественном виде содержит 60% частиц менее 0,002 мм (обогащенный карловиварский каолин содержит 16% таких частиц). Примесь TiO_2 (2%) и Fe_2O_3 (1%) окрашивает отмученный каолин и бумагу в желтоватый цвет. Отбеленный ультрафлотированный каолин имеет яркость более 90% (по стандарту Т 452 М-48).

В Северной Каролине разрабатываются также месторождения каолина, образовавшегося по милонитизированным гранитам (район Спрус-Пайн — кора выветривания третичного возраста).

Остаточный каолин из соседних месторождений в выветрелых гранитах, гнейсах и пегматитах в провинции Пидмонт в Алабаме используется в качестве наполнителя бумаги и огнеупорного материала. Гидротермальные каолины известны в Техасе (Медлей).

Месторождения каолина в Корнуолле, Англия (рис. 73), западноевропейские авторы рассматривали как типичные гидротермальные. На эндогенный генезис указывают следующие данные: 1) боль-

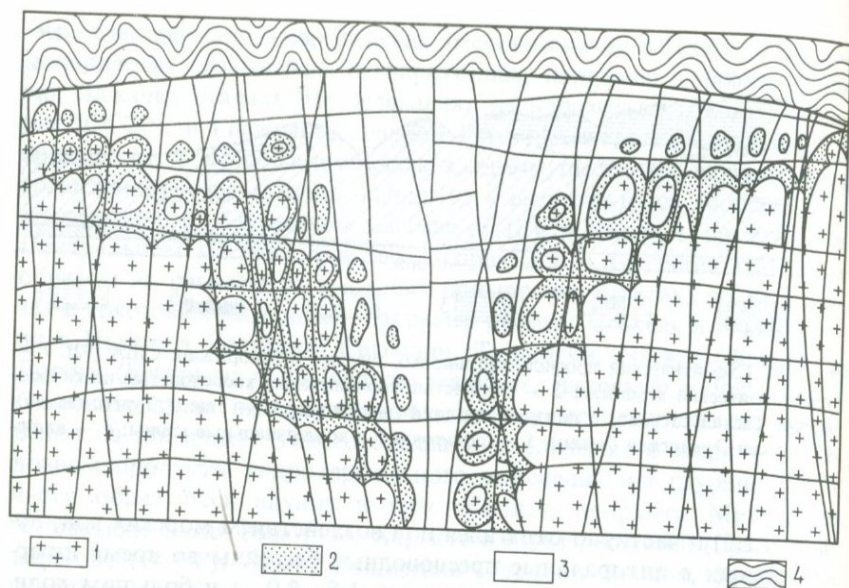


РИС. 73. Схематический разрез типичной воронкообразной залежи каолина на гранитах около Сент-Остелла, Корнуолл [28]. 1 — граниты; 2 — слабо каолинизированные граниты; 3 — каолин; 4 — палеозойские сланцы (киллас).

шая глубина каолинизации гранитов (200—300 м); 2) выклинивание каолинизированных тел книзу; 3) нахождение каолина под некаолинизированными гранитами; 4) присутствие касситерита, турмалина, топаза и флюорита. Этой гипотезе противоречат следующие факты: 1) милонитизированные породы выветриваются до глубин более 200 м [146]; 2) корни коры выветривания в местах тектонической трещиноватости пород имеют форму выклинивающихся книзу тел; 3) местное воздействие факторов поверхностного выветривания может достигать десятков метров по вертикали; 4) упомянутые минералы образовались раньше каолина и совершенно не связаны с ним генетически, не устанавливается никакой зависимости между формой каолиновых залежей и простираемостью Sn-, W- и Cu-содержащих жил. Согласно отношению $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$, каолинит образовался при температуре 30—40 °С. Гидротермальная серицитизация в окрестностях жил, по-видимому, способствовала развитию процессов последующего выветривания.

Каолины месторождений Корнуолла содержат 15% частиц > 2 см, 75% 0,02—2 см, 8% 0,002—0,2 мм и 7% < 0,002 мм. Каолин добывается на 40 месторождениях, в основном в районе гранитного массива Сент-Остелл (Блэкпул — самый крупный карьер) с помощью гидравлических мониторов. Струя воды подается под

давлением 1,96 МПа. Каолин транспортируется по трубопроводу на обогатительную фабрику, где осаждаются тонкие фракции. Ежегодно около фабрики накапливается 20 млн. т песка и гравия. Каолин используется в основном (75%) в производстве бумаги (30% веса бумаги). Белизна каолина для мелования составляет 80—90%, а содержание фракции размером $< 0,002$ мм — 75—85%. Остальная часть каолина используется в производстве резины и огнеупорного шамота (с добавкой Al_2O_3). За последние 100 лет Англия экспортировала 70 млн. т корнуоллского каолина, примерно такое же количество будет экспортировано в последующие 25 лет. 1 млн. т каолина ежегодно отправляется из порта Пар близ Сент-Остелла, где погрузка производится на баржи по 1000 т.

Французские месторождения в Бретани сходны с месторождениями Корнуолла. Они образовались в результате каолинизации двуслюдяных гранитов близ Пломэра, кварц-биотитовых диоритов близ Племе и гранит-аплитов близ Кессоя. Каолин добывается также в департаменте Алье, около Ньевра, в Верхней Вьенне и Дордони.

Каолиновые месторождения в СССР образовались при выветривании кристаллических пород Русской платформы на Украине (Глуховецкое, Турбовское и Просяновское месторождения), на Урале (Невьянское, Кыштымское и Еленинское месторождения), в Казахстане и Средней Азии (Алексеевское и Ангренское месторождения). Месторождение близ Берегово в Закарпатье образовалось в результате гидротермального изменения риолитов.

В Чехословакии известно более 50 месторождений и проявлений каолина, двенадцать из которых разрабатываются. Самое крупное месторождение образовалось в Карлови-Вари (рис. 74) и в районе

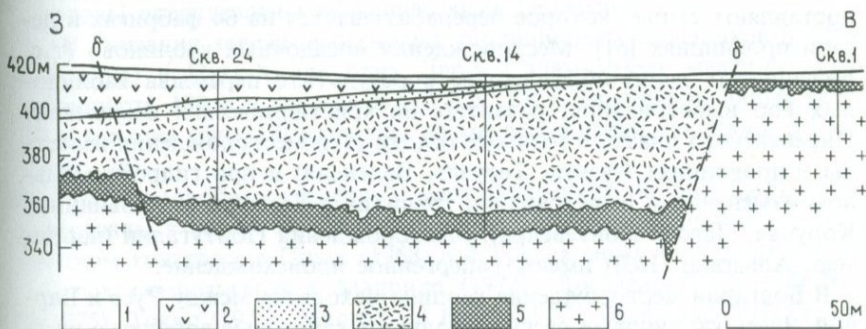


РИС. 74. Разрез каолинового месторождения Чапи-гнездо севернее Карлови-Вари, Чехия. 1 — четвертичные суглинки; 2 — туфы и туффиты вулканогенно-обломочной толщи (миоцен); 3 — пески и глины формации Старе-Седло (средний олигоцен); 4 — первичный каолин; 5 — интенсивно каолинизированные граниты; 6 — биотитовые граниты.

Зноймо при каолинизации гранитов, а в Пльзене и Подборжани — при каолинизации каменноугольных аркозов. Обогащенный каолин используется в основном в качестве наполнителя бумаги и резины, а также в производстве тонкой керамики и огнеупорных изделий.

Месторождения остаточных или осадочных галлуазитовых глин встречаются на Северном острове Новой Зеландии (Маунгапареруа), в США (Юрика, Юта; Горе, Джорджия), Марокко, в районе Нагой в Японии [133], в Южной Корее и Югославии (Ново-Брдо). Галлуазиты представляют собой продукты низкотемпературного ($< 50\text{ }^{\circ}\text{C}$) гидротермального изменения или выветривания. На месторождении Михаловце в Чехословакии глины содержат наряду с галлуазитом также метагаллуазит и ферригаллуазит. Эти глины обычно используются для тяжелой глиняной керамики, огнеупорных изделий и изоляторов (огнеупорность 35—36 по конусу Зегера), а также в производстве бумаги, резины и сахара.

В ГДР имеются месторождения каолина, образовавшиеся при выветривании гранодиоритов (в районе Баутцена), пермских порфиров, фельзитов, смоляного камня (Кольдиц, Зейлиц, Кеммлиц и др.) и триасовых аркозов близ Галле (Шпергау и др.). Обогащенный каолин используется в производстве тонкой керамики, бумаги и резины.

В ФРГ месторождения каолина образовались при каолинизации гранитов (Висау — Тиршенрёт, северная Бавария), синседиментационно выветрелых триасовых аркозов (Шнайттенбах — Хиршау), кварцевых кератофиров (Гейзенгейм в Гессене), девонских аркозовых песчаников (Эдингген в северной части Рейнланда и Вестфалии) и других пород.

Несколько сот месторождений и проявлений каолина в Испании поставляют сырье, которое перерабатывается на 64 фабриках в десяти провинциях [61]. Месторождения «осадочных каолинов» (т.е. песчаных глин) образовались в результате перемыва каолиновых кор выветривания, развитых на кристаллических комплексах Пиренейского плато, в меловые осадки (эти месторождения известны в провинциях Куэнка, Теруэль, Валенсия) и при гидротермальном изменении и выветривании гранитов в Галисии (в провинциях Корунья, Лаго и Понтеведра). Месторождения Португалии (например, Алвариш [163]) имеют гипергенное происхождение.

В Болгарии месторождения каолина находятся между Русе и Варной. Здесь каолиновые пески выполняют карстовые воронки в нижнемеловых карбонатных породах. Площадь воронок варьирует от 0,1 до 15 км², а глубина — от нескольких метров до 70 м, редко до 150 м. Одно из самых крупных месторождений — Златен-Дол зани-

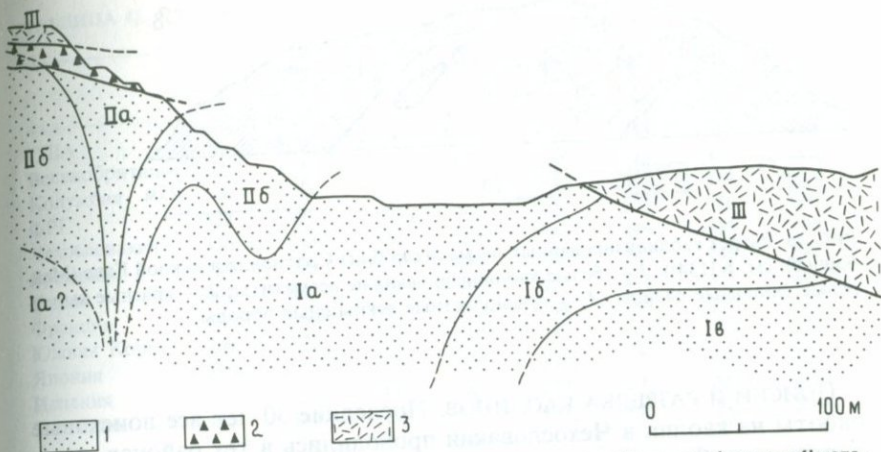


РИС. 75. Разрез гидротермального месторождения каолина Итая, префектура Ямагата, Япония [183]. 1 — кислые туфы (неоген); 2 — пирокластические андезитовые породы; 3 — вулканический пепловый поток. Зональность: Ia — кварц, каолинит, серицит, серицит-монтмориллонит; Ib — кварц, серицит, серицит-монтмориллонит, каолинит, калиевый полевой шпат; IIa — опал, кристобалит, тридимит, кварц, alunит; IIb — кварц, alunит, каолинит, диккит; III — монтмориллонит.

мает площадь 6 км². Другие месторождения расположены близ Сеново, Ветово и Каолиново.

В Японии гидротермальные месторождения обычно ассоциируются с рудными месторождениями в вулканических породах (Итая, см. рис. 75, Сета, Ики, Эбара), гранитах и кварцевых порфирах (Таису, Канпаку). Каолин из выветрелых гранитов добывается в Какимо и Мотомия, на месторождениях Ина и Яме материнские породы представлены вулканическими пеплами.

В Танзании залежь неогеновых каолиновых песчаников (с 30% каолина) в Пугу-Хиллс близ Дар-эс-Салам имеет максимальную мощность 180 м и запасы около 2×10^9 т. Внутризональные залежи каолина (рис. 12) известны на месторождении Солтпонд в Гане (рис. 76).

Более подробные сведения о месторождениях каолина были опубликованы в томах 14—16 докладов на 23 Международном геологическом конгрессе в Праге (1968) и в Трудах международных каолиновых симпозиумов в Мадриде (1972), Дрездене (1975), Мехико (1975), Токио (1976), Мадриде и Риме (1977), Оксфорде (1978) и Будапеште (1979), организованных рабочей группой № 23 «Генезис каолина» Международной программы геологической корреляции (Юнеско, IUGS).

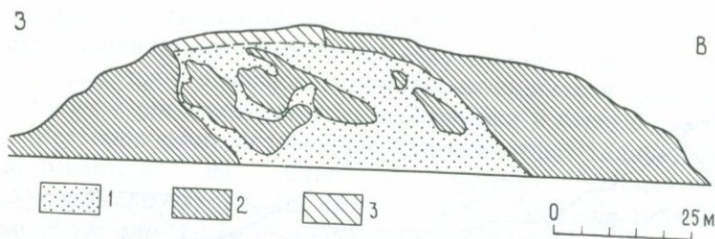


РИС. 76. Разрез каолинизированных пегматитов близ Солтпонда в южной Гане (Мак-Кинней, см. в [134]). 1 — белые каолинизированные пегматиты; 2 — красные выветрелые слюдяные сланцы; 3 — красноцветные вскрышные породы.

ПОИСКИ И РАЗВЕДКА КАОЛИНОВ. Последние 30 лет все поисковые работы на каолин в Чехословакии проводились в тех районах, в которых уже были известны месторождения каолина. Сведения о перспективных площадях, полученные из архивных отчетов и по спорадическим находкам в старых скважинах, проверялись новыми буровыми работами. В настоящее время перед бурением или после него применяются геофизические методы. Аэрофотосъемка, особенно цветная спектрально-зональная, используется еще недостаточно широко. Фотографии, получаемые спектральным методом, оказывают помощь в выявлении каолиновых площадей под пахотными землями по их светлой окраске и различиям (даже слабым) в растительном покрове.

Планирование поисковых разведочных работ основывается на неоднократно подтвержденных данных о том, что каолинизация имеет площадное развитие на древних поверхностях выравнивания на полевошпатовых породах и что она уменьшается книзу в разной степени в различных районах. Степень каолинизации не зависит от наличия перекрывающих угольных пластов.

По местным геофизическим (электросопротивление, сейсмика) и колонковым профилям необходимо отмечать простирающиеся морфологических депрессий, могущих иметь тектоническое происхождение, особенно тех из них, которые простираются ниже остаточного чехла, и направления минимальной изменчивости химизма материнских пород.

В скважинах, вскрывших полезное ископаемое, отбираются только образцы для геохимических анализов; основное опробование проводится поинтервально; эти интервалы следует изучать как отдельные образцы, определяя их макроскопические характеристики (цвет, текстуру). Крупные однородные керновые пробы разделяют-

ТАБЛИЦА 41. Производство отмученного каолина (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	—	5798	4838	5558	5886	6325	7039	7146
Великобритания	3409	3499	3219	3847	4338	4199	4444	4100
Колумбия	100	104	125	860	790	783	819	1014
ФРГ	488	495	419	442	500	521	556	600
Чехословакия	450	484	526	545	580	499	513	530
Бразилия	189	173	173	210	260	294	349	448
Индия	407	442	357	438	445	418	471	446
Франция	625*	360	305	274	294	265	315	320
Южная Корея	209	272	298	380	357	366	374	274
Япония	399	414	206	226	226	227	218	228
Испания	136	202	208	207	232	193	204	205
Болгария	185	150	150	194	194	199	202	204

* Каолин-сырец.

ся на однометровые интервалы. В Карлови-Вари вращательное бурение ведется с применением твердосплавных буровых коронок и бентонитового бурового раствора. Конечный диаметр керна должен быть не меньше 137 мм, а выход его по каолину должен составлять 80—90%. Бентонитовую корку следует удалять с поверхности керна перед дальнейшей обработкой. Месторождение должно быть разбурено до зоны каолинизированных материнских пород, из которых выход каолина составляет менее 10%. В районе Пльзена применяется бурение спиральным буром диаметром 100 см, а в районе Зноймо бурение ведется с промывкой.

На основе геологической карты, геофизических измерений и предварительного бурения определяются предполагаемые запасы категории П.

Запасы категории C_2 можно оценить по разведочной сетке 200×150 (до 200) м. Особенно хорошие скважины (как в отношении мощности, так и качества каолина) следует проверять двумя контрольными скважинами, размещенными в 5—15 м от основной скважины. Очень часто бывает так, что вскрывается только каолинизированная узкая зона разлома. Промышленные запасы категории C_1 устанавливаются по разведочной сетке 100×100 м, а категории В подсчитываются по сетке $100(50) \times 50$ м. Каждая последующая скважина задается с учетом данных предыдущих скважин. Запасы каолина категории А не подсчитываются.

7.10. ЛЕЙКОФИЛЛИТЫ

Лейкофиллиты образуются в гранитоидных массивах в результате гидротермальных процессов в период тектонических подвижек. Они сложены кварцем, серицитом, тальком, лейхтенберgitом и магнетитом.

В Австрии лейкофиллиты, сопутствующие тальку, разрабатываются на шести месторождениях. Породы дробятся до различных по размеру фракций и выпускаются под рыночным названием «пласторит». Его свойства настолько примечательны, что на первый взгляд он не может быть заменен обычными наполнителями. Пласторит придает пластичным массам (особенно штукатурке) пластичность и гладкую поверхность; поэтому он применяется для окончательной отделки поверхности цементных изделий и форм для отливки, а также в качестве наполнителя и коллоидного наполнителя дисперсионных красок, паст, лаков, защитных обмазок, резин и бумаги. В керамической промышленности он используется в производстве облицовочных плит, мозаики и художественной, хозяйственной, санитарной и строительной керамики (добавка 15—40% лейкофиллита к керамической массе уменьшает температуру обжига до 90—1060 °С).

7.11. ИЗВЕСТНЯКИ

Карбонатные породы начиная от докембрийского возраста и кончая современными составляют около 15% осадочной оболочки, выходящей на континентах. Они разрабатываются почти во всех странах мира. Наиболее широко среди них распространены известняки, доломиты и породы, которые по минеральному составу занимают промежуточное положение между известняками и доломитами (известняки — до 10% доломитового компонента; доломитистые известняки — 10—50% доломитового компонента; известковистые доломиты — 50—90% доломитового компонента; доломиты — до 10% кальцита). Наличие более 10% некарбонатной примеси отражается на названии породы, например глинистые, песчаные, серицитсодержащие известняки.

Кальцит CaCO_3 растворяется в разбавленной HCl значительно легче доломита $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$, который после протравливания поверхности приобретает резкий рельеф.

Эти два минерала различаются методами окрашивания (гл. 12) и рентгеновскими методами, особенно если имеются для полуколичественной оценки стандартные образцы. Известняки обычно окра-

шены примесями в различные цвета: бурые до желтых известняки содержат лимонит, красные — гематит, зеленые — серпентин (эта порода называется офиокальцитом), серые до черных — органическое вещество и светло-серые тонкозернистые — глинистые минералы. Обычной примесью является кремнь, который значительно увеличивает твердость известняков, а если последние содержат опал, то их нельзя использовать в качестве наполнителя в бетоне. Кварцевые песчинки и алевритовые зерна могут действовать как центры кристаллизации кальцитовых ооидов и пизолитов.

Чистые известняки (более 96% CaCO_3) образуются при осаждении раковин и копролитов (пеллет) морских организмов в мелких теплых водах и в результате жизнедеятельности рифообразующих организмов (кораллов, известковых водорослей, моллюсков и т.д.). Рифы создаются либо непосредственно раковинами, либо осаждением кальцита на скоплениях ракушнякового детритуса, либо ооиды образуются в зоне активной циркуляции вод. В спокойных лагунных условиях осаждается известковый ил, который дает микритовые известняки, обычно с некарбонатной примесью. Мел — это особая разновидность органогенных известняков, переходных к хемогенным известнякам; в Западной и Восточной Европе мел имеет меловой возраст. Обогащенный отмучиванием он используется в качестве пшечего мела, а в сыром виде служит тем же целям, что и известняки. Мел добывается, например, на острове Рюген (ГДР) и на обоих берегах Ла-Манша.

Известняки используются в строительной промышленности (в производстве известковых растворов, различных видов цемента и извести, молотого камня), металлургии (для доменных печей и агломерации руд), в химической промышленности (в производстве азота, целлюлозы, бумажных мельниц, соды, хлорированной извести, карбида или резины), сельском хозяйстве (для нейтрализации кислых почв, а также в качестве удобрения), пищевой промышленности (в производстве сахара из свеклы: для получения 1 т сахара расходуется 0,25 т известняка) и во многих других отраслях промышленности (стекольной, керамической). Металлургия, химическая промышленность и другие специализированные отрасли предъявляют более высокие требования к чистоте известняков, нежели строительство и сельское хозяйство. Для бессемеровских конвертеров требуется 15 кг извести в расчете на одну тонну стали, для основных кислородных печей — 75 кг ($\text{SiO}_2 < 1\%$, $\text{S} < 0,05\%$, $\text{MgO} < 1,5\%$).

РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЗВЕСТНЯКОВ. Месторождения известняков изучаются методами электроразведки и канавами. Каче-

ство камня оценивается по керну буровых скважин и бороздовым пробам в обнажениях. При разведке применяется бурение (плотность расположения скважин соответствует типу месторождений и категории запасов) и горные выработки (шурфы или штольни). Для технологической оценки известняков выполняются следующие виды химических анализов: сокращенный анализ с определением только содержания CaCO_3 (или CaO , MgO в доломитистых известняках), полный анализ с определением потерь при прокаливании, Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO и MgO , который может быть дополнен определениями SO_3 , P_2O_5 , MnO и K_2O . Кроме того, определяются физико-химические свойства известняков и проводятся полупромышленные и промышленные испытания в соответствии с намечаемой областью их использования.

На месторождениях известняков для подсчета запасов применяются современные математические методы с помощью ЭВМ. Месторождения разделяются на блоки, и их объем подсчитывается методом поперечных сечений. Известняки разрабатываются открытым или подземным (в США в 20 штатах) способом.

7.12. МИНЕРАЛЬНЫЕ КРАСИТЕЛИ

Некоторые виды пород и минералов после простой обработки (помола или промывки) приобретают свойства, позволяющие использовать их в качестве красителей. К этому виду сырья предъявляются следующие требования: наличие соответствующей окраски, хорошая покрывающая и поглощающая способность, нейтральное поведение в воде и отсутствие растворимых в воде солей. Другие качественные показатели — например, содержание влаги, минимальное содержание железа — определяются интересами потребителей. Ценность минеральных красителей определяется их устойчивостью к воздействию света и стоимостью производства. Свойства некоторых неорганических красителей улучшаются при обжиге, после чего окраска темнеет и становится более устойчивой. Красящий компонент природных красителей обычно представлен железистыми минералами. Охра, сиенна, умбра и гематит применяются для изготовления желтых, бурых и красных красок. Эти вещества представляют собой продукты выветривания, богатые железом (табл. 8, генетические типы 62, 82, 83), которое присутствует в виде землистого гематита или лимонита, гётита и лепидокрокита. Селадонит, гарниерит и глауконит являются источниками зеленых красок, вирианит и азурит — синих, а пиролюзит и магнетит — черных. Барит, мел, ангидрит и каолин идут на изготовление белых красок.

Различные оттенки серого цвета получаются в результате помола некоторых разновидностей сланцев.

Одним из наиболее ценных красителей является болнос (монтмориллонитовая глина с гидроокислами железа из Анатолии), получаемый в Париже путем помола. Болнос издавна применялся в качестве красной основы при золочении средневековых деревянных статуи.

7.13. ПЕРЛИТЫ

Перлиты получили свое название по концентрической глобулярной текстуре вулканического стекла с перламутровым блеском [121].

Перлиты — это природное вулканическое стекло (SiO_2 не менее 65—78%) обычно риолитового, но также и андезитового состава, с концентрическими трещинками; оно содержит 2—5% молекулярной воды магматического или экзогенного происхождения (в обсидиане < 2% воды, в вулканическом стекле > 5%; оба они вспучиваются, причем обсидиан при вспучивании потребляет много энергии), до 5% R^{2+}O и 8% щелочей. При нагревании до 760—1280° С (в зависимости от состава) вода освобождается и порода спекается за несколько секунд; так как вязкие стенки пузырьков не пропускают пар, расплав вспенивается. При вспучивании образуется стекловатая пена — искусственная пемза с 4—20-кратным увеличением объема; объемный вес пемзы при этом уменьшается с 0,9—1,2 до 0,08—0,2. При образовании перлитов в природе процесс вспучивания подавляется давлением толщи перекрывающих пород или давлением озерных вод.

Предполагается, что перлиты могут также образоваться при гидротермальном изменении риолитов или обсидианов. Домезозойские перлиты большей частью перекристаллизованы и поэтому не используются.

Важные свойства вспученных перлитов — это пористость и устойчивость, придающие материалу термо- и звукоизоляционные свойства (в 3 раза выше, чем у природной пемзы); вспученный перлит по сравнению с пластмассами более долговечен, огнестоек и не увлажняется; характерны малый вес (применяется в легких бетонах — здание ООН и Нью-Йорке), фильтрационные свойства и пригодность в качестве наполнителя. Вспученный перлит служит хорошим теплоизолятором при транспортировке сжиженного природного газа, жидкой серы и горячего металла. Специальный вспученный перлит (называемый дикасорб) в соединении с волокнами целлюлозы и другими примесями (силиконовое или каменное мас-

ТАБЛИЦА 42. Добыча перлитов (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	493	503	464	502	541	581	599	579
Греция	248	213	161	228	374	224	325	279
Венгрия	96	93	72	96	103	93	98	99
Италия			150	95	90	90	90	90
Япония			100	65	70	73	75	77
Турция	15	18	11	25	30	27	30	35
Мексика	13	12	19	15	22	25	20	25

ло) применяется для удаления нефтяной пленки с поверхности моря. Вспученный перлит применяется также как разбавитель и носитель инсектицидов и гербицидов, т.е. для разбавления и гранулирования удобрений, выступая в роли почвенного кондиционера.

Крупнейшее месторождение перлитов Сокорро находится в Нью-Мексико (США); оно слагает горст диаметром 700—800 м и мощностью 150 м. На это месторождение приходится почти 90% всей продукции перлитов в США. Добыча перлитов ведется также в Калифорнии (Сидар-Топ) и пяти других штатах американского Запада. Перлиты добываются в Греции — остров Милос (крупнейшее месторождение в Европе, запасы 100 млн. т, ежегодная добыча 300 000 т), СССР (Арагацкое месторождение в Армении, Мухортарлинское в Забайкалье, Пеликанское в Закарпатье), Исландии (Престахнукур — 48 млн. т; перлиты образовались в плейстоцене при излиянии риолитов под ледником; Лодмундарфьорд), Италии (Монте-Арси в Сардинии, остров Понца в Неаполитанском заливе), Японии (Кусиро, Акита, Ямагата и др.), Словакии (близ Леготка-под-Бреги), Венгрии (Пальхаза) и других странах.

7.14. ПЕТРУРГИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (породы для каменного литья)

Название «петрургический» происходит от греческих слов «петрос» — камень и «демиургос» — создатель, творец.

Некоторые породы после плавления и кристаллизации улучшают свои механические свойства и могут принимать заданную форму. В этом отношении наибольшую ценность представляют основные изверженные породы, преимущественно базальты без стекла, из которых можно также получать базальтовую вату и волокна. Менее пригодны для этих целей диабазы, тешениты, андезитобазальты и габбро. В промышленности учитывается хорошая плавкость этих

пород, что позволяет сделать производство более экономичным: из-за низкой вязкости расплав легко разливается в формы, а спокойная кристаллизация обеспечивает быстрое получение хорошо раскристаллизованных изделий.

Пригодны для плавки базальты от щелочных оливиновых (например, базальты из Слупани близ Хеба в Чехии) до нефелиновых базанитов (Копецки, Волдан, см. в книге Кужварта, 1977). Их химический состав следующий:

Окислы	Содержание, %	Месторождение Слупани, среднее содержание, %	Окислы	Содержание, %	Месторождение Слупани, среднее содержание, %
SiO ₂	43,5 — 47,0	44,15	MgO	8,0 — 11,0	12,18
TiO ₂	2,0 — 3,5	2,00	CaO	10,0 — 12,0	12,16
Al ₂ O ₃	11,0 — 13,0	12,68	Na ₂ O	2,0 — 3,5	2,51
Fe ₂ O ₃	4,0 — 7,0	5,41	K ₂ O	1,0 — 2,0	1,10
FeO	5,0 — 8,0	6,89	P ₂ O ₅	0,5 — 1,0	0,38
MnO	0,2 — 0,3	0,20			

Более высокое содержание MgO в базальтах из Слупани (по сравнению с нормальным) увеличивает скорость кристаллизации отливок и содержание форстерита. Оптимальный минеральный состав — около 50% плагиоклаза (лабрадор — битовнит), оливин, авгит; структура — офитовая или интерсертальная.

Петругигические полезные ископаемые должны иметь не только определенный химический состав, но и определенные физические свойства. Породы должны быть однородными по всему месторождению, мелкозернистыми, невыветрелыми и не должны содержать ксенолитов и вкрапленников оливина или пироксена размером более 2 мм. При добыче нельзя применять крупные взрывные работы, чтобы не загрязнить породу выветрелым поверхностным материалом. Обычно только высококачественные участки месторождений выбираются для разработки.

Производство каменного базальтового литья в Чехословакии началось в 1951 г. у Стара-Воды, близ Лазне-Кинжварта. Щелочные оливиновые базальты из района месторождения Слупани используются в тех же целях.

Породы, размолотые на куски размером 8—15 см, плавятся в специальных шахтных печах, прогреваемых газом до температуры около 1300 °С. Предварительно материал нагревается до температуры плавления выходящими продуктами сгорания. Плавление

происходит быстро (в течение примерно одного часа). Расплав должен находиться сверху и не содержать видимых нерасплавленных частиц (особенно трудно плавятся оливиновые вкрапленники). После полного плавления расплав перетекает в специальную емкость с перемешивающим барабаном, где остывает до 1200—1160 °С. При тщательном перемешивании в расплаве кристаллизуются зародыши магнетита. После разливки в формы магнетит ускоряет кристаллизацию расплава. Последний в формах из песка или металла остывает и кристаллизуется. Скорость этих процессов зависит от размера отливки, варьируя от 2—3 мин (в тонкостенных изделиях) до 5—8 мин (в толстостенных изделиях вследствие их более высокой теплоемкости).

Существуют два способа разливки: статический и непрерывный. Статическая разливка в открытые или закрытые песчаные или металлические формы применяется в производстве плиток, фигурных изделий, коленчатых и специальных форм. Для непрерывной центрифужной разливки используются предварительно разогретые металлические формы. Они вращаются со скоростью до 900 об/мин. Таким методом получают базальтовые трубы длиной 500—1000 мм и диаметром 120—500 мм.

После затвердения и кристаллизации изделия извлекаются из форм и помещаются в охлаждающую туннельную печь, нагретую примерно до 800 °С. По прошествии времени, необходимого для выравнивания температуры в отливке и, если это необходимо, в переохлажденных краях, кристаллизация завершается, температура понижается и внутренние напряжения в изделиях исчезают. Цикл остывания продолжается 20—24 ч в зависимости от размера и толщины изделий.

Отливки из плавленого базальта (плитки, фигурные формы) применяются там, где материалы подвергаются сильной абразии и истиранию или воздействию кислот, как, например, при пневматической или гидравлической транспортировке твердых материалов — жильной породы (гидравлическое или пневматическое складирование сырья на рудниках, угля, кокса, руд, известняка, гравия, песка, клинкера, пепла и т.д.); при загрузке бункеров, угольных платформ и желобов; в сепараторах кокса, шлакоудаляющем оборудовании, циклонах и гидроциклонах. Изделия из плавленого базальта в 4—5 раз долговечнее изделий из марганцевистой стали.

Базальтовая вата производится в Чехословакии из оливиновых базальтов в Смирчи и Слапи близ Железни-Брода. В Нова-Бане (Словакия) термо- и звукоизоляционные огнестойкие плиты изготавливаются из базальтовой ваты с добавкой 20% галлуазита (из

месторождения Михаловце), бентонита (из Кузмице), сернокислого алюминия $Al_2(SO_4)_3$ и парафиновой эмульсии. Спекшийся базальт получают из молотых базальтовых отходов, сцементированных парафином (5%), затем прессуют, нагревают и используют в качестве формовочной массы для изготовления различных деталей (несущих частей подшипников, зубчатых колес, насадок и т.д.). Исходным материалом служат нефелиновые базаниты с 3,5—4,7% Na_2O из района месторождения Бреги, которые слагают тело с мощностью 20—40 м на плейстоценовой галечниковой террасе. Эти базаниты плавятся при 1180—1240 °С.

Основные породы используются для каменного литья также в СССР (в Армении, Грузии, Карелии — диабазы, на Урале, Украине, Алтае, в Кузбассе, Восточной Сибири — траппы), ФРГ, Польше, Болгарии, Японии; это производство осваивается также в Венгрии, Исландии, США, ЮАР и Ливии.

7.15. ФОСФАТЫ И АПАТИТ

В будущем уголь, вероятно, заменит ядерная энергия, растения — пластмассы, мясо — дрожжи, а одиночество — дружба, но ничто не сможет заменить фосфор.

Айзек Азимов, биохимик и научный фантаст

Слово «фосфор» (по-латински утренняя звезда) происходит от греческого *phosphoris* — несущий свет, а слово «апатит» — от греческого глагола *árate* — обманывать, из-за его обманчивого облика (Вернер, 1786).

Полезный минерал фосфатов — апатит $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl)$. Содержание P_2O_5 в наиболее часто встречающемся фторапатите (до 3,8% F) составляет 42,3%, а в хлорапатите (до 6,8% Cl) — 41%.

Кристаллический фторапатит (с нефелином и диопсидом) слагает месторождения, например, в щелочных интрузивах (Хибинская тундра на Кольском полуострове, СССР). Массивный и псевдоизотропный франколит (т.е. фторапатит с <2% CO_2), ранее называвшийся аморфным коллофаном, встречается в виде конкреций миллиметрового и сантиметрового размера, которые могут сливаться в сплошные слои. Фосфат иногда цементирует песчаные зерна, глинистые частицы или обломки ископаемых раковин в песчаниках (содержание P_2O_5 в полезных компонентах 12—18%), глинах (18—29% P_2O_5) и других отложениях (продуктивным считается слой при минимальной мощности 0,25 м и минимальном содержании фосфатов 200—250 кг/м²). Фосфаты наивысшего качества (до 35% P_2O_5) сла-

гают округлые радиально-лучистые сферолитовые мономинеральные конкреции. Фосфатные оолиты (диаметром один — несколько миллиметров), сцементированные глинистым или известковым веществом, иногда встречаются в песчаниках, известняках или мергелях. Раковины брахиопод (например, из родов *Obolus*, *Lingula*) в песчаниках или известняках также могут служить хорошим фосфорным сырьем (например, ордовикские песчаники близ Азери и Маарду в Эстонии, СССР). Осадочные фосфаты промышленного значения называются фосфоритами.

Качество фосфатов оценивается по содержанию P_2O_5 , редко — по содержанию P; в США качество определяется в величинах BPL (хороший фосфат кальция) или TPL (трифосфат кальция), например, $36,6\% P_2O_5 = 16\% P = 80\% BPL = 80\% TPL$.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФОСФАТОВ И АПАТИТА. Фосфаты и апатиты используются в основном (90%) для производства удобрений. Пионером применения фосфора в сельском хозяйстве был Юстус фон Либих (1820). Оптимальное содержание фосфора в почвах составляет $(0,2-1) \cdot 10^{-4}\%$, и его дефицит вызывает цианоз растений. Рациональное использование 1 т P_2O_5 повышает урожай сахарной свеклы на 50—55 т, картофеля на 40—50 т, и пшеницы на 7—8 т. Применение синтетических удобрений в комбинации с сельскохозяйственными машинами позволило существенно повысить производительность труда в сельском хозяйстве: например, в ГДР в 1973 г. один сельскохозяйственный рабочий смог обеспечить продуктами питания 18 человек (25 человек в 1980 г.), тогда как в прошлом столетии 50% населения работало в сельском хозяйстве. С 1955 по 1975 г. мировое потребление фосфатов возросло в три раза. В США производство удобрений и извести увеличилось в 15 раз, что позволило примерно в три раза повысить урожайность. Количество используемых суперфосфатных удобрений может быть снижено, если использовать цеолиты, которые поглощают фосфор и медленно отдают его, предотвращая тем самым быстрый вынос этого элемента из почвы поверхностными водами.

Молотый «аморфный» легкорастворимый фосфат можно применять непосредственно в качестве удобрения. Фосфатные полезные ископаемые (кристаллические и конкреционные) перерабатываются в так называемые термофосфаты: сначала в электрических печах получают газообразный, флюидный (при температуре выше $44^\circ C$) фосфор, который можно перевозить в цистернах, а затем H_3PO_4 , которая экспортируется из стран-производителей (например, Туниса) в танкерах. Эту кислоту можно получить также посредством «мокрого» процесса, т.е. воздействием H_2SO_4 или HNO_3 на фосфат. В

этой реакции в качестве побочного продукта образуется гипс, который остается в суперфосфате $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O} + \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, но удаляется из его концентрированного аналога. Фосфорная кислота перерабатывается далее в легкорастворимые фосфаты Na, K или NH_4 . Качество последних определяется объемным содержанием N, P_2O_5 и K_2O . Например, суперфосфат обозначается индексом (0-18-0), а аммониевый фосфат — индексом (16-48-0).

Количество удобрений, вносимых на один гектар почвы, обычно соответствует 82 кг N, 55 кг P_2O_5 , 83 кг K_2O и 183 кг CaO.

Содержание R_2O_3 в фосфатном сырье для производства удобрений не должно превышать 2,5—4%, Cl₂ — 0,13%, MgO — 0,25%; отношение весовых содержаний CaO/ P_2O_5 не должно превышать 1,6, а отношение $\text{P}_2\text{O}_5/\text{F}_2$ должно быть выше 8:1 (Эверхардт, см. в [115]). В химической промышленности фосфор получают из фосфатов (достаточно 24% P_2O_5) при восстановлении коксом и связывании примесей шлакообразующей добавкой SiO_2 . Далее фосфор используется для получения чистых фосфатов в качестве основы мощных агентов. После удаления As с помощью H_2S фосфаты используются в пищевой промышленности, зубных пастах и т.д.; после удаления F_2 они добавляются в корма для скота.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФАТОВ И АПАТИТА. Согласно В.Ф. Дыбкову и А.Е. Карякину (см. в [179]), эндогенные месторождения апатита разделяются на следующие типы:

1) позднемагматический (табл. 8, генетический тип 5): а) магнетит-apatитовый, например месторождение Кируна (Швеция) и б) нефелин-apatитовый, например Хибины (СССР) (рис. 77); 2) скарновый (табл. 8, генетический тип 21), например Онтарио и Квебек (Канада); 3) карбонатитовый (табл. 8, генетический тип 23), например Каргилл, Онтарио, Канада (остаточное), Сукулу (Уганда), Дорова (Зимбабве): в последнем фениты с 8% P_2O_5 , ежегодное производство выветрелого материала 100 000 т; 4) гидротермальные жилы с флогопитом (табл. 8, генетический тип 25), например Касерес (Испания); 5) мезотермальный тип (табл. 8, генетический тип 33), например Толедо (Испания); 6) метаморфизованные осадочные фосфаты, например Южное Прибайкалье, Алданский массив (СССР, регионально-метаморфизованный подтип) и Каратау (СССР, контактово-метаморфизованный подтип); 7) осадочные фосфаты, которые обеспечивают 85% мировой добычи, образуются в морях биохимическим путем (разд. 3.9, табл. 8, генетический тип 88): а) в геосинклинальных морях, как, например, в позднем мелу и палеогене на шельфе геосинклинали Тетис в Марокко (Хурибга и Юсуфия), Алжире (Джеббель-Онк, Эль-Куит) и Тунисе (Гафса); в пермской ге-

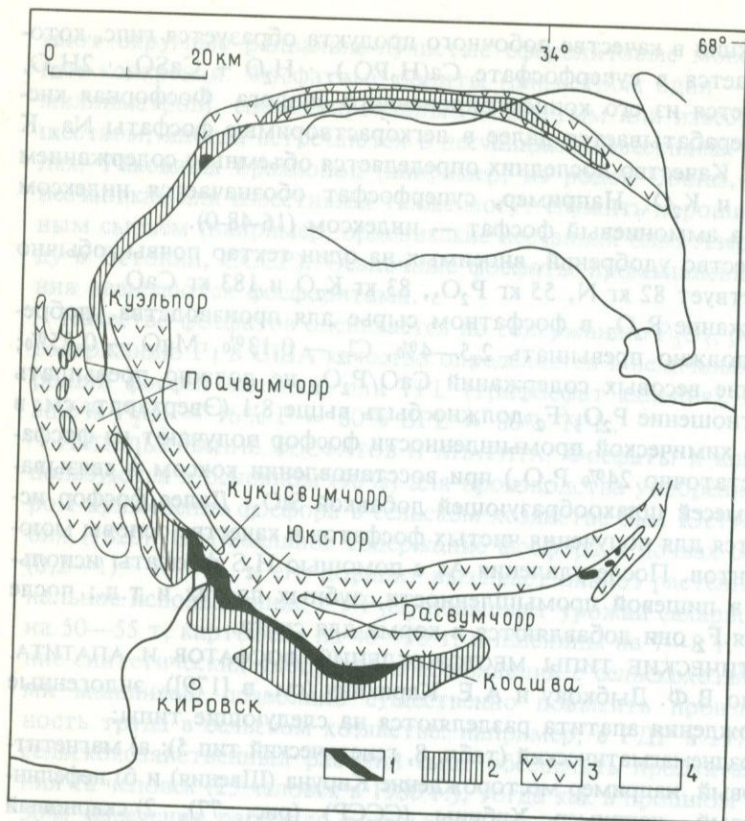


РИС. 77. Схематическая карта Хибинских месторождений апатита, Кольский полуостров, СССР (по Н. А. Елисееву, см. в [179]). 1 — апатитовые залежи; 2 — ийолитуртиты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — комплекс кристаллических пород.

осинклинали в Скалистых горах с месторождениями в формации Фосфория в Айдахо, Вайоминге, Юте и Монтане (США), охватывающими площадь 350 000 км² [76]; в каледонской геосинклинали Каратау (СССР); крупные месторождения известны в верхнемеловых отложениях в Казахстане, в окрестностях Актюбинска, и б) в эпиконтинентальных морях, как, например, в сеноманских отложениях южной части Русской равнины и юрских отложениях Московской области, на окраине Африканского щита в эоценовом комплексе близ Хахотое (Того) и Таиба (Сенегал), в верхнемеловых отложениях Египта (Коссеир, Сафага, Матрух [48]), в Израиле и Ливане, в верхнемеловых — палеогеновых отложениях Иордании (Эль-Хаса), Сирии (Кнейфис) и Ирака (Акашат), а также в палеогеновых отложениях Саудовской Аравии.

Геосинклинальные фосфаты, преимущественно массивные, слагают несколько смятых в складки пластов метровой мощности среди кремнистых сланцев или карбонатов. Продуктивные пласты имеют протяженность до 1000 км и ширину порядка десятков километров (Каратау, СССР). По окраинам пласты массивных фосфатов часто сменяются конкрециями, включенными в другие породы. Обычной примесью в геосинклинальных фосфатах являются кварц, карбонаты Ca и Mg, халцедон, Mn, V, F₂ (запасы F здесь больше, чем в месторождениях флюорита), Ce, Yt, La, Eu и U (0,001—0,02% U₃O₈). Содержание P₂O₅ в фосфатах достигает 25 т/м² в пласте при 22—36% P₂O₅.

Эпиконтинентальные фосфаты обычно имеют конкреционный облик. Конкреции встречаются в глинистых и песчаных слоях с глауконитом. Пласт (или пласты, иногда до трех) имеет мощность несколько десятков сантиметров; пласты залегают почти горизонтально и охватывают площадь до десятков тысяч квадратных километров. Содержание фосфатов составляет 0,2—1,5 т/м² при 12—28% P₂O₅.

При выветривании карбонатный, глинистый или другой цемент фосфатных слоев разрушается, что облегчает их разработку.

8) Фосфатные галечники (табл. 8, генетический тип 76) образуются за счет отложений предыдущих типов (например, за счет фосфатной миоценовой формации Хоторн во Флориде, США) в результате их разрушения и переотложения в период трансгрессии (в плиоценовых отложениях месторождения типа «наземных галечников» образовались в формации Бон-Валли во Флориде) или под воздействием потоков (четвертичные месторождения типа «речных галечников» во Флориде). Трансгрессивная толща с фосфатными галечниками часто перекрывается фосфатами биохимического типа (например, в южной части Русской равнины). 9) Остаточные месторождения фосфатов (30% P₂O₅) образуются при химическом выветривании слабо фосфатизированных карбонатных пород (разд. 2.9, табл. 8, генетический тип 66). Они слагают покровы на закарстованной поверхности известняков (в Теннесси, США, их называют «покровными месторождениями», образованными «бурой породой») и выполняют депрессии на этой поверхности.

10) Инфильтрационные месторождения (табл. 8, генетический тип 67) образуются за счет растворенных фосфатов, привнесенных H₂CO₃-содержащими грунтовыми водами из фосфатизированных пород в трещины и карстовые полости подстилающих известняков («твердые породы» в плиоценовой формации Алачуа во Флориде, «белые породы» под покровными залежами в Теннесси). Известня-

ки местами изменены с поверхности фосфорсодержащими растворами.

11) Гуано (от индейского слова huano — помет) — это залежи или накопления помета морских птиц (табл. 8, генетический тип 84), которые долгое время гнездились на океанических островах (например, на островах Науру, Ошен и Рождества в архипелаге Гилберт, где запасы гуано составляют 200 млн. т, а ежегодная добыча — 3,5 млн. т) или в пустынных районах (например, на островах вдоль Чилийского побережья, вблизи пустыни Атакама). Залежи гуано достигают мощности 35 м, содержат около 27% P_2O_5 (+N и K) и интенсивно разрабатываются (Науру занимает первое место в мире по стоимости добытого сырья в расчете на одного человека — 45 000 долл. в год). Гуано, образовавшееся в пещерах из помета летучих мышей, не имеет большого практического значения (например, в пещерах Випустек и Дратеницка в Моравском Крае с 1920 по 1923 г. добыто 7000 т глины, содержащей 6—10% P_2O_5).

12) Вавеллит $Al_3(OH)_3(PO_4)_2 \cdot 5H_2O$ является источником фосфора в Сенегале.

ПОИСКИ, ДОБЫЧА, ЗАПАСЫ И ОБОГАЩЕНИЕ ФОСФАТОВ И АПАТИТА. Месторождения фосфатов приурочены к районам развития морских черных битуминозных сланцев, диатомитов и различных кремнистых пород (Эмиг, см. в [115]). Фосфаты, содержащие около 0,02% U_3O_8 , могут быть обнаружены с поверхности при радиометрических поисках, однако другие геофизические или геохимические методы для поисков фосфатов еще не применялись. Поисковым критерием является флюороз животных, который проявляется в виде бурых пятен на зубах, разрушающих их на мелкие осколки, и костяных утолщений на ногах. При разведке применяется вращательное бурение с отбором проб, извлекаемых воздушной струей. Этот метод в 6—8 раз дешевле и в 10 раз производительнее, нежели бурение алмазными коронками.

Остаточные месторождения покровного типа (Теннесси), вероятно, широко распространены во всем мире, но многие из них еще не обнаружены, так как остаточные залежи не слишком отличаются от перекрывающих почв.

В Западной Сахаре было открыто крупное месторождение Бу-Краа при прослеживании бедного фосфатного горизонта (верхний мел — палеоген) на расстоянии 100 км.

Новые месторождения фосфатов были обнаружены в Греции (Дельвинаки, мощность залежи 2—10 м, содержание P_2O_5 8—25%, см. Industrial Minerals, 1977, т. 3) и Квинсленде (Австралия): место-

рождения Душесс (в 1973 г. — 1000 т, в 1976 г. — 1 млн. т), Леди-Энн, Леди-Джейн, Маунт-Дженнифер, Фантом-Хилл и др., содержащие 17,1—31,5% P_2O_5 . Австралийские запасы превышают 2×10^9 т (Industrial Minerals, 1976, т. 6). Все количество выпускаемого фосфора экспортируется в Японию и другие страны Дальнего Востока. В штате Нижняя Калифорния (Мексика) добывается 2 млн. т из месторождения с запасами 10^9 т (Industrial Minerals, 1977, т. 5).

При анализе фосфатных проб P_2O_5 , Fe_2O_3 и CaO определяются титрованием, а SiO_2 и Al_2O_3 — гравиметрическим методом; рентгенофлюоресцентный анализ не дает удовлетворительных результатов.

В Хибинах апатит добывается в карьерах летом, а на подземных шахтах — зимой.

Апатитовое сырье перерабатывается флотацией, а фосфатное сырье дробится, просеивается и иногда флотируется. Рыхлый мелкозернистый фосфат транспортируется на обогатительную фабрику по трубам в виде водной суспензии (Флорида) или ленточным транспортером (Бу-Краа — Западная Сахара, до порта Эль-Аюн на 99,65 км); здесь сырье обогащается в гидроциклонах (с применением морской воды), а концентрат отмывается пресной водой, получаемой из соленой. Недавно внедренный метод обжига фосфатов (до 950 °C) позволяет удалять CO_2 из карбонатов и органическое вещество. Фосфорная кислота, полученная из приготовленного таким образом сырья путем обработки H_2SO_4 , обладает лучшими свойствами как источник суперфосфата.

Мировое производство фосфатов быстро растет (табл. 43).

Главные экспортеры этого вида сырья — Марокко (30%), США (25%) и Западная Сахара (6%).

Мировые запасы фосфатов оцениваются в $25 \cdot 10^9$ — $1300 \cdot 10^9$ т; по данным Горного бюро США, общие запасы этого сырья (83×10^9 т) распределены следующим образом: Марокко — 60×10^9 т, США — 7×10^9 т, Западная Сахара — $3,7 \times 10^9$ т.

Огромные запасы фосфатов сосредоточены на современных шельфах всех континентов (300×10^9 т), в Саудовской Аравии (около 150×10^9 т — Эмиг в Турбервилле, Industrial Minerals, 1977, т. 4), на Аляске, в Турции, Ираке, Ливии, Иране, Перу и других странах. Производство фосфорных и азотных удобрений из городских отходов пока не экономично. 5—7% потребляемого количества фосфатов можно было бы перевести из химической отрасли (детергенты) в сельское хозяйство путем изменения технологических процессов.

ТАБЛИЦА 43. Добыча фосфатов (в млн. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	38,2	41,4	44,3	44,7	47,3	50,0	51,6	54,4
Марокко	17,1	19,7	14,1	15,8*	17,8*	19,7*	20,0*	28,8*
КНР	3,0	3,0	3,4	4,0	4,0	4,5	5,5	5,5
Тунис	3,5	3,8	3,5	3,3	3,6	3,7	4,2	4,6
ЮАР	2,1	1,4	1,6	1,7	2,4	2,7	3,2	3,2
Того	2,3	2,6	1,2	2,0	2,9	2,8	2,9	2,9
Иордания	1,1	0,7	1,1	1,7	1,8	2,3	2,8	4,2
Науру	2,3	2,3	1,5	0,8	1,1	2,0	1,8	2,1
Сенегал	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,4
Остров Рождества (Индийский оке- ан)	1,5	1,8	1,4	1,0	1,2	1,4	1,4	1,7
Вьетнам	0,5	1,2	1,4	1,5	1,5	1,8	0,4	0,5

* В том числе Западная Сахара.

7.16. КАЛИЙНЫЕ СОЛИ

Наиболее распространенные калийные соли (табл. 44) — это сильвин (назван Боданом в 1832 г. по имени Сильвия), карналлит (по фамилии Карналь, 1856) и каинит (от греческого *kainos* — новый, отсюда выражение «вторично образованный»). Содержание К в этих и всех других К-минералах дается в пересчете на K_2O . Термин «поташ» происходит от древнего способа получения K_2CO_3 путем испарения вытяжки золы древесины в горшках (pot ash = горшечная зола).

ПРИМЕНЕНИЕ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ. Калийные соли первоначально использовались в химической промышленности; после того, как в 1840 г. была выяснена важная роль калия для роста растений, а в 1857 г. в Германии начали разрабатываться месторождения К-солей, 90% мировой потребности в калии (20,4 млн. т в 1970 г.) удовлетворяется за счет эвапоритовых месторождений (с 1955 по 1975 г. мировое потребление возросло в три раза; калий применялся в основном в виде соединений с Р и N). Калийные удобрения повышают урожайность любых сельскохозяйственных культур, а также качество табака и хлопка. В химической промышленности калий используется для производства KOH , K_2CO_3 , KNO_3 , $KClO_3$, $KMnO_4$, KCN , K_2CrO_3 , KBr , KI и других соединений. Калий применяется также в производстве мыла, детергентов, стекла, керамики, тексти-

ТАБЛИЦА 44. Главные минералы и породы месторождений солей

Полезные ископаемые (А — минералы, Б — породы)	Состав (в скобках приведено содержание K_2O в %)	Физические свойства		
		Плотность	Твердость	Прочие
А. Хлориды				
Каменная соль (галит)	$NaCl$ (39,4% Na)	2,168	2	Плавится при $772^\circ C$
Сильвин	KCl (63,17)	1,97—1,99	1,5—2	Включения N_2 , CO_2 , CH_4
Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ (19,65)	1,6	2—3	Включения H_2 , CH_4 , N_2 , CO_2 ; гигроскопичен
Каинит	$4KCl \cdot 4MgSO_4 \cdot 11H_2O$ (19,26)	2,1	3	—
Бишофит	$2MgCl_2 \cdot 12H_2O$	—	—	—
Сульфаты				
Тенардит	Na_2SO_4	2,67	2,5—3	—
Мирабилит (глауберова соль)	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	2,48	1,5—2	—
Вантгоффит	$3Na_2SO_4 \cdot MgSO_4$	—	—	—
Левеит	$6Na_2SO_4 \cdot 7MgSO_4 \cdot 15H_2O$	—	—	—
Полигалит	$KSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (15,62)	2,7	2,5—3	Плохо растворим
Лангбейнит	$K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$ (22,69)	2,8	3—4	Слаборастворим, но гигроскопичен
Глауберит	$CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$	2,8	2,5—3	—
Леонит	$K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$ (25,68)	—	—	—
Шёнит (пикромерит)				
Шёнит	$K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$ (23,39)	2,1	2,6	—
Астраханит	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$	—	—	—
Кизерит	$MgSO_4 \cdot 4H_2O$	2,57	3,5	—
Гексагидрит	$MgSO_4 \cdot 6H_2O$	—	—	—
Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	1,68	2	—
Ангидрит	$CaSO_4$	2,7—3,0	3	—
Бассанит	$CaSO_4 \cdot 0,5H_2O$	—	—	—
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2,2—2,4	2	—
Алунит	$K_2Al_6(SO_4)_4(OH)_{12}$ (11,4)	—	—	—

Полезные ископаемые (А — минералы, Б — породы)	Состав (в скобках приведено содержание K_2O в %)	Физические свойства		
		Плотность	Твердость	Прочие
Б. Сильвинит	$KCl + NaCl$ (10—35)			
Твердая соль (хартзальц)	$KCl + NaCl + CaSO_4 + (MgSO_4 \cdot H_2O)$ (10—20)			
Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O + NaCl$ (10—16)			
Смешанная соль	Твердая соль + карналлит (8—20)			
Соляная порода (каliche)	$KNO_3 + NaNO_3 + Na_2SO_4 + NaCl$ (0,6—1,9)			
На-селитра	$KNO_3 + NaNO_3$ (10—14)			

ля, красок, медикаментов, спичек и взрывчатых веществ. Потенциальные источники калия — алунит, лейцит и глауконит. Крупные залежи калийных солей (самые поздние члены соленосных отложений) ассоциируются с крупными отложениями галита. В тех местах, где слои калийных солей неоднократно встречаются в вертикальном разрезе, они неизменно перекрывают слои галита, составляя третью или четвертую часть их мощности.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ. Из 117 месторождений различных солей, перечисленных Адамсом для всего мира (см. в [115]), калийные соли упоминаются в 32 месторождениях. Протерозойские месторождения (только бассейны Амадеус и Оффисер в Австралии) и палеозойские соляные месторождения образовались в бассейнах, которые возникли вследствие эпейрогенических движений на платформах: в Евразии — это территория от Урала до Англии и Сибирская платформа, в Австралии — Большой Артезианский бассейн, в Северной и Южной Америке — платформы Альберта, Мичиган, Монктон и Манаос. Подобные бассейны отсутствуют в Африке. Сильвинит и К-сульфаты диагенетического или метасоматического происхождения — обычные соли. Они часто сопровождаются карбонатами, рифовыми и околорифовыми известняками, а также породами красноцветной фации. Палеозойские месторождения К-солей содержат 98% мировых запасов K_2O и распространены преимущественно в Северной Америке и Европе; однако эти континенты составляют только 23% континентальной коры (табл. 8, генетический тип 98, разд. 2.10).

Мезозойские и кайнозойские месторождения солей часто встреча-

ются в грабенах на континентальных окраинах и в передовых прогибах складчатых горных хребтов. Первичный карналлит редко подвергается диагенетическим или метасоматическим изменениям. Месторождения этого возраста (только 2% мировых запасов) формировались в тех участках, где блоки континентальной коры расходились и возникали грабены (например, бассейн Данакиль в Эфиопии, Рейнский грабен с месторождением Мюлуз во Франции) или передовые прогибы (например, Ирак и Персидский залив образуют передовой прогиб Таврид и Иранид), и в участках зарождающихся океанов (соли под дном Красного моря, на побережье Атлантики в Анголе, Габоне и Нигерии — только галит) или, напротив, в отмирающих океанах (соли под дном Средиземного моря и в миоценовых отложениях Сицилии; под донными осадками Мексиканского залива).

Месторождение Штасфурт в районе Магдебург — Хальберштадт на Северо-Германской низменности (ФРГ и ГДР) — одно из семи месторождений соли цехштейнового бассейна, занимающего площадь 100 000 км² (рис. 78). Интересная особенность этого бассейна

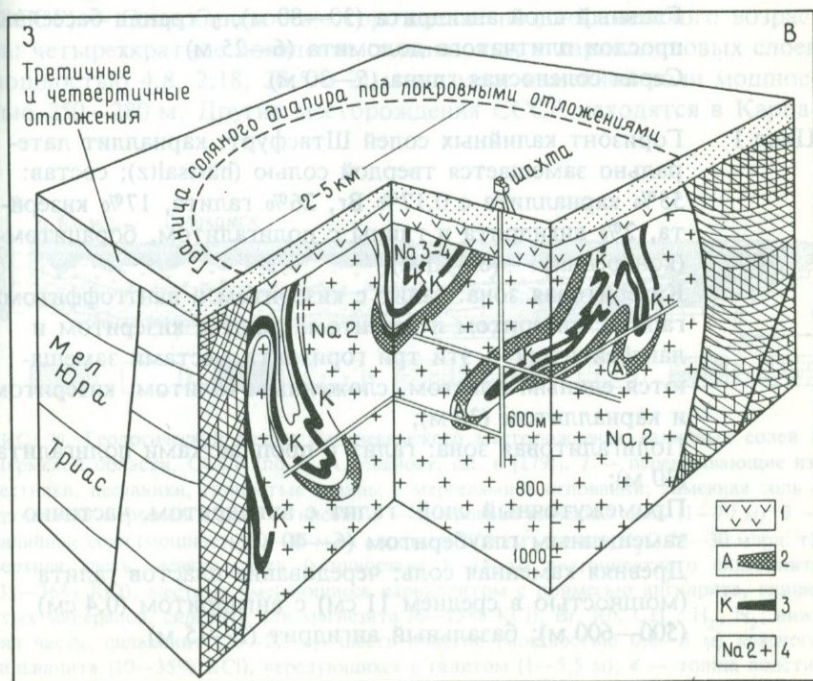


РИС. 78. Схематический разрез (блок-диаграмма) цехштейнового соляного купола [151]. 1 — гипсовая шляпа; 2 — ангидрит; 3 — калийные соли; 4 — галит нескольких генераций (Na₂, Na₃, Na₄).

заключается в том, что в нем шесть раз повторяется цикл галогенеза; химическое осадконакопление завершалось выпадением калийных солей. Разрез этой толщи в бассейне следующий (сверху вниз):

- Цикл VI Граница каменной соли с глиной
- Цикл V Горизонт калийной соли Альберт
Голубая каменная соль
- Цикл IV Горизонт калийной соли Ридель: мономинеральная
сильвинитовая порода — сильвинит (5—10 м)
Вонючая соль (stinksaltz) (150 м)
Галит с ангидритом (1 м)
Верхняя более поздняя каменная соль, полосчатая и
«пестроцветная» (15 м)
- Цикл III Горизонт калийных солей Бергмансеген: средняя более
поздняя полосчатая каменная соль (10 м)
- Цикл II Горизонт калийных солей Ронненберг, сильвинит, кар-
наллит, кизерит — до 2% (5—10 м)
Нижняя более поздняя каменная соль (40—50 м)
Главный слой ангидрита (30—80 м), у границ бассейна
прослой плитчатого доломита (6—25 м)
Серая соленосная глина (5—30 м)
- Цикл I Горизонт калийных солей Штасфурт: карналлит лате-
рально замещается твердой солью (hartsaltz); состав:
55% карналлита с 0,17% Вг, 26% галита, 17% кизери-
та, 2% ангидрита и глины с полигалитом, борацитом
(конкреции) — (6—50 м);
Кизеритовая зона: галит с кизеритом и вантгоффитом;
галит с кизеритом и левеитом; галит с кизеритом и
лангбейнитом — эти три горизонта местами замеща-
ются единым пластом, сложенным галитом, кизеритом
и карналлитом (30 м);
Полигалитовая зона: галит с пропластками полигалита
(30 м);
Промежуточный слой: галит с ангидритом, частично
замещенным глауберитом (6—40 м);
Древняя каменная соль: чередование пластов галита
(мощностью в среднем 11 см) с ангидритом (0,4 см)
(500—600 м); базальный ангидрит (2—15 м).

На месторождении Штасфурт в породах I цикла развиты диапировые структуры (формация Штасфурт — цехштейн 2; соль добывается на четырех рудниках).

В районе Ганновера (ФРГ) работает 21 рудник, а в ГДР — 9 рудников; отложения циклов II—VI (формация Лейне, цехштейн 3) также разрабатываются, но разработка пород последнего цикла не расширяется. К формации Верра (цехштейн 1) приурочены два горизонта калийных солей: Гессен (мощность 2—10 м) и Тюрингский (3 м). Их разработка ведется в горнорудном районе Верра — Фульда (ФРГ — 8 рудников).

Промышленное значение имеют горизонты Тюрингский, Гессен, Штасфурт, Ронненберг и Ридель. Запасы К-солей в ФРГ и ГДР достигают 20×10^9 т K_2O , т.е. 3—4 млн. т на 1 км^2 .

Верхнекамское месторождение пермских К- и Mg-солей на западном склоне Северного Урала отличается от месторождения Штасфурт отсутствием К- и Mg-сульфатов и наличием всего двух циклов галогенеза, среди которых только более древний завершился осаждением К-солей (рис. 79). Отсутствие сульфатов объясняется катионным обменом между рассолом и алюмосиликатным илом и реакцией $CaCO_3$ с $MgSO_4$ или с $MgCl_2$, содержащимися в рассоле.

Месторождения К-солей встречаются также в Белоруссии (СССР) — Старобинское месторождение позднефаменского возраста: четырехкратное появление сильвиновых и карналлитовых слоев мощностью 4,8, 2,18, 20,5 и 21 м в толще каменной соли мощностью 250—280 м. Другие месторождения СССР находятся в Карпа-

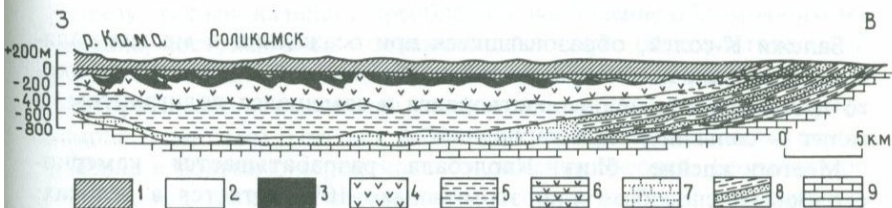


РИС. 79. Геологический разрез Верхнекамского месторождения калийных солей в Пермской области, СССР (по А. А. Иванову, см. в [179]). 1 — перекрывающие известняки, песчаники, глинистые сланцы с мергелями в основании; каменная соль с прослоями мергелей и глин с гипсом; 2 — покровная каменная соль (1—70 м); 3 — калийные соли (мощность 80—85 м на площади 3500 км^2 , запасы K_2O 25—30 млрд. т); верхняя часть: девять слоев (мощностью 1—15 м) пестроцветного сильвинита (35—36% KCl), местами сменяющиеся карналлитом с примесью ангидрита, глинистых минералов, сидерита или магнезита (6—23% KCl), Вг, Rb, CH_4 , H_2 , N_2 ; нижняя часть: сильвинит (20—22 м): шесть пластов (мощностью 0,8—6 м) красного сильвинита (10—35% KCl), чередующихся с галитом (1—5,5 м); 4 — толща подстилающей каменной соли (240—400 м); 5 — ангидритсодержащая глинистая толща с доломитом; 6 — соленосные песчаники и глины литоральных фаций; 7 — доломитизированные мергели; 8 — песчаники и конгломераты; 9 — нижнепермские известняки.

тах (Калуш, Стебник — в неогеновых отложениях), Казахстане (Индерское и Урало-Эмбинское), Туркмении, Узбекистане и Таджикистане.

В США залежи пермских К-солей бассейна Делавэр разрабатываются на 11 рудниках близ Карлсбада в Нью-Мексико.

Толща имеет следующее строение (сверху вниз):

- Формация Дьюи-Лейк: красноцветные песчаники (70—100 м);
- Формация Раствлер: ангидрит с прослоями каменной соли и доломита (30—150 м);
- Формация Саладо (450—700 м): циклы мощностью 0,5—10 м; из 15 слоев 5 слоев с минимальной мощностью 1 м (максимум 4 м) и содержанием 14% K_2O разрабатываются. Наибольшее практическое значение имеет самый нижний слой с красным сильвином (гематит), галитом и глиной; местами сильвин растворялся и пустоты выполнялись галитом, привнесенным сверху или снизу (макростилолитовые структуры). В 30 м выше этого слоя имеется двухметровый пласт сильвина и лангбейнита.
- Формация Кастилле: ангидрит (500—600 м) с пластами каменной соли, осадившейся в бассейне Делавэр из рассолов, которые образовались при испарении в замкнутых лагунах на шельфе.

Залежи К-солей, образовавшиеся при осаждении в мелких соляных бассейнах, неоднократно заливались морем. В стадию глубокого погружения ангидрит растворялся и замещался полигалитом, а галит — сильвином или карналлитом.

Месторождение близ Карлсбада разрабатывается камерно-столбовым способом, при этом только 10% остается в целиках; кровли выемочных пространств оседают пластично, не образуя трещин. Сильвин отделяется от галита флотацией с помощью аминов в рассоле, насыщенном KCl (капли амина прилипают к сильвину и поднимают его), или путем фракционной кристаллизации. Лангбейнит отделяется от галита путем растворения последнего. Запасы K_2O в слоях с минимальной мощностью 1 м составляют 58—80 млн. т. Калийные соли извлекаются также из рассолов озера Серлс в Калифорнии (разд. 6.6).

Запасы К-соли в среднедевонской эвапоритовой формации Прери в юго-восточной части Саскачевана (Канада) составляют 5×10^9 т (до глубины 700 м). Карналлит и сильвин слагают три-четыре слоя мощностью 0,75—5 м с содержанием K_2O 25—35%, залегающих

выше галита. Эти залежи разрабатываются на пяти рудниках подземным выщелачиванием (ежегодная добыча сильвина, слагающего мощные недеформированные пласты, составляет 900 000 т K_2O). Новое месторождение в провинции Нью-Брансуик с пластами соли мощностью 3—10 м на глубине 280—300 м находится в благоприятных для транспортировки условиях.

Поиски, разведка и эксплуатация месторождений калийных солей. Для поисков калийных солей в соленосных отложениях применяется гамма-каротаж, так как он чувствителен к изотопу ^{40}K . Буровые растворы должны быть насыщены KCl . Отношение концентраций $Na : K$ в морской воде составляет около 27,7 : 1. Это означает, что залежи калийных солей неизменно сопровождаются отложениями галита большей мощности. Не известно ни одного примера слоистой или диапировой залежи K -соли (без галита). С другой стороны, имеются месторождения каменной соли без K -солей, которые либо не осаждались, поскольку остаточный раствор разбавлялся морской водой после отложения галита, либо осажденные K -соли обводнялись и растворялись в морской воде или подземными водами на стадии глубокого захоронения. Надежным признаком присутствия отложений K -соли является нахождение пластов каменной соли мощностью более 100 м, наличие калия (обычно в полигалите) в сульфатных слоях или наличие рассеянных зерен минералов, содержащих KCl или K_2SO_4 , в галите. В соляных отложениях содержание глинистого компонента увеличивается вверх по разрезу, так как начинает преобладать накопление обломочного материала, поступающего с обнажающейся банки (в результате высыхания бассейна). Поэтому большее количество примеси глины (в месторождении Саскачевана также доломита, гипса, ангидрита, кварца, гематита) означает и большую концентрацию остаточного рассола и большую вероятность отложения K -солей. Большая примесь брома также свидетельствует о более высокой концентрации материнского рассола. Вблизи залежей K -солей галит содержит более 150 млн^{-1} брома. В залежах, измененных в результате постседиментационных процессов растворения и переотложения солей, о чем свидетельствует наблюдаемая в них горизонтальная зональность, содержание $Bг$ вблизи залежей K -солей составляет всего 70 млн^{-1} .

Плотность разведочных скважин на месторождениях солей варьирует от 400 до 1500 м. Точность опробования и химических анализов можно контролировать сравнением результатов минералогических подсчетов в шлифах и данных химических анализов.

Разработка солей может быть затруднена из-за наличия слишком

ТАБЛИЦА 45. Месторождения брома и иода

Состав	Проявления	Концентрация	Плотность	Цвет	Температура плавления и кипения, °С	Месторождения (примеры)	Применение	
Br ₂	1. Природные рассолы	1. Несколько тысяч млн ⁻¹	3,12	Красновато-бурый	-7,2	1. Арканзас (0,5%)	Этилен, дибромид (антидетонатор в бензине); безынфекционные, болеутоляющие, анестезирующие, успокаивающие препараты	
	2. Морская вода	2. 60—65 млн ⁻¹ 99% всех запасов			58,78			2. Япония, Великобритания
	3. Соленые озера	3. Несколько тысяч млн ⁻¹						3. Мертвое море (1%)
	4. Месторождения эвапоритов	4. Твердый раствор в сильвине, карналлите; в галите						4. Штасфурт (0,15—0,25%)
I ₂	1. Каличе (Чили)	1. 0,04%, запасы 400 000 т	4,9	Красновато-бурый	113	1. Чили	Полупроводники, искусственное дождевание, обогащение лимонитовых руд, катализ, металлургия Ti, Zr, V, Hf	
	2. Природные рассолы	2а. 0,01%, запасы 0,5—1,5 млн. т			184,4	2а. Япония		
	3. Морская вода	2б. 35—500 млн ⁻¹ 3. Морские растения — 0,45% в сухом веществе				2б. США		

ТАБЛИЦА 46. Добыча калийных солей (в млн. т K_2O)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Канада	4,5	5,5	5,4	5,2	5,8	6,3	7,1	7,5
ГДР	2,6	2,9	3,0	3,2	3,2	3,3	3,4	3,4
ФРГ	2,5	2,6	2,2	2,0	2,3	2,5	2,7	2,7
США	2,4	2,3	2,3	2,2	2,2	2,3	2,2	2,2
Франция	2,3	2,1	1,9	1,6	1,6	1,8	1,9	1,9
Израиль		0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8
Испания		0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7

тонкого водонепроницаемого покрова, перекрывающего месторождение, или из-за тектонической нарушенности. Поэтому применяемый в настоящее время камерный метод разработки заменяется методом обработки лавой. На рудниках Ганновера применяется метод обрушения.

7.17. КВАРЦЕВОЕ СЫРЬЕ

К кварцевому сырью относятся жильный, пегматитовый и сегрегационный кварц, кварциты, лидиты (табл. 8, генетический тип 91), кремни, диатомовые земли (разд. 7.5), кварцевые пески (стекольные, формовочные и строительные пески рассматриваются в разд. 7.7 и 8.4) и галечники; во всех видах сырья содержание SiO_2 не менее 96%. Они могут быть использованы в производстве керамических и огнеупорных изделий (не менее 96—98% SiO_2), кварцевого стекла для химической промышленности (не менее 99,5% SiO_2), для получения ферросилиция (не менее 97% SiO_2), металлического кремния (не менее 98,5% SiO_2 и не более 0,3% Al_2O_3 , 0,2% Fe_2O_3 , 0,4% $CaO + MgO$) и в металлургии основных руд. Для производства абразивов требуется не столь высококачественный материал, за исключением производства SiC (твердость 9,5), для которого требуется кварцевое сырье, содержащее >99% SiO_2 и <0,1% Fe_2O_3 и Al_2O_3 .

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ. *Кварц.* Кварцевые месторождения в пегматитовых телах с крупнокристаллической центральной блоковой зоной кварца и полевого шпата или в пегматитах с кварцевым ядром (табл. 8, генетический класс III) в общем дают очень чистый кварц, пригодный для производства фарфора, ферросилиция, металлического кремния, а также некоторых сортов стекла после специальной обработки.

Кварцевые жилы, представляющие собой силицифицированные зоны разломов, состоят из комплекса мелких или более крупных линзовидных кварцевых жил с многочисленными включениями (слюды, полевого шпата или каолинизированной породы). Обычно различается несколько генераций кварца. Ранняя генерация — это крупнокристаллический кварц, нарушенный последующими разломами и содержащий множество включений, более поздняя генерация представляет собой мелкозернистый и чистый кварц, а самая поздняя слагает кристаллические друзы в полостях. Жильный кварц по сравнению с пегматитовым содержит меньше SiO_2 (96—97%) и Fe_2O_3 , но довольно много Al_2O_3 . Он используется в керамической промышленности, менее пригоден для металлургических целей и совсем непригоден для производства стекла.

Жилы, ассоциирующиеся с гранитоидными массивами, первоначально представляли собой рудные жилы, которые позднее подвергались окварцеванию и превратились в безрудные кварцевые жилы. Они включают несколько генераций кварца разного качества; может присутствовать и чистый высококачественный кварц. Последний не используется для получения кварцевого стекла, так как очень часто содержит газовой-жидкие включения. Кварц гидротермальных жил, подвергшихся метаморфизму вместе с вмещающими породами, лишен включений и представляет собой хороший материал для кварцевого стекла (Детковице в Чехословакии; после ручной отборки $\text{SiO}_2 = 99,43\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,07\%$). Для чистого кварцевого стекла пригоден крупнозернистый кварц из Грапы (Чехословакия), который после ручной отборки содержит 99,86% SiO_2 и 0,062% Fe_2O_3 ; после помола, промывки, обжига, магнитной сепарации и химической очистки в нем содержится 99,8% SiO_2 и 0,003% Fe_2O_3 . Чем больше в жиле хлорита (внутри или на контактах), тем чище кварц.

Кварц, образующийся в породах при региональном метаморфизме, равномернозернистый и содержит ничтожное количество мелких включений с аксессуарным биотитом, графитом и др. При невысоком содержании газовой-жидких включений линзы сегрегационного кварца представляют собой перспективный материал для кварцевого стекла.

Кварциты. На основании геологического возраста, генезиса и структурных особенностей в Центральной Европе выделяются четыре типа кварцитов [58]:

а) «аморфные» кварциты в основании третичных толщ. Эти кварциты, или «цементкварциты», сложены зернами кварца, сцементированными очень тонким материалом, который преобладает

по отношению к объему зерен (табл. 8, генетический тип 70). Цемент, вероятно, представляет собой перекристаллизованный опал; он образовался за счет кремнезема, выделившегося при каолинизации и осадившегося из поверхностных коллоидных растворов в небольших депрессиях одновременно с отложением обломочных кварцевых зерен. На глубине кварциты переходят в песчаники и пески. Этот тип кварцитов представляет собой классическое сырье для производства силикатного кирпича (динаса — в Центральной Европе). Кварциты с полностью перекристаллизованной основной массой характеризуются высокой чистотой и высоким содержанием SiO_2 (не менее 96%); они пригодны также для получения металлического кремния;

б) «кристаллические» кварциты, образовавшиеся в результате гидротермальной силицификации песчаников, например, мелового возраста. Их структура варьирует от мелко- до крупнозернистой. Обычно они используются для металлургических целей (получение ферросилиция, частично — металлического кремния) и после соответствующей модификации технологического процесса — для производства силикатного кирпича;

в) палеозойские кварциты представлены мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, полностью сцементированными в результате перекристаллизации SiO_2 . Характерная особенность этих пород — низкое содержание SiO_2 и относительно высокое и изменчивое содержание Al_2O_3 , что обусловлено присутствием серицита и каолинизированных полевых шпатов. Обычно это сырье рассматривается как низкокачественное;

г) пресноводные кварциты (табл. 8, генетический тип 90) используются для ферросилиция.

Кремни слагают халцедон-опаловые конкреции в мелах мелового возраста в Западной и Северной Европе. В палеолите эти кремни служили главным сырьем для кремневых изделий. В настоящее время кремневые конкреции применяются в шаровых мельницах для измельчения керамических масс истиранием (кремни из Рюгена содержат 97,4% SiO_2 и 0,6% Fe_2O_3 [155]). Самое крупное месторождение кремней находится в Парижском бассейне; кремневые желваки присутствуют в 400-метровой толще мела.

Песок и гравий. В эту группу входят третичные и четвертичные осадочные породы, содержащие чистый кварц. Результаты технологических исследований показали, что при определенных условиях эти породы при низкой стоимости добычи могут заменить жильный кварц или кварциты. Самые чистые кварцевые пески не плавятся до 1710 °С. Кварцевые гальки, отсортированные во время

разработки гравия, а также песок, отделенный от каолина, на некоторых месторождениях после соответствующей сортировки могут быть использованы для производства специальных сортов стекла и металлического кремния.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ. Среди кварцевого сырья, являющегося полезным ископаемым (кусовой кварц для производства кремния и ферросилиция в Европе экспортируется из Италии, Югославии, Испании и Португалии), заслуживают особого внимания также «ганистерный» кварцит, содержащий не менее 95% кварца и до 5% глины (обычно он залегает под угольными пластами и используется в производстве огнеупорных кирпичей для доменных и металлургических печей); новакулит, образовавшийся путем метасоматоза известняков (Арканзас, США); фрак-песок, который, находясь в водной суспензии под давлением, открывает поры пород в нефтеносных комплексах. Немецкий фельсварцит сложен в основном зернами кварца, тогда как в цементкварците преобладает цемент [58]. В СССР используется пористая кварцево-опаловая порода (60—98% SiO_2) с раковистым изломом (называемая опокой), вероятно представляющая собой диатомит, измененный при диагенезе. Трепел сходен с диатомитом, но сложен округлыми зернами опала или халцедона диаметром 0,001—0,01 мм (а также менее 0,0001 мм); он может содержать спиккулы губок или раковины радиолярий и различные примеси (кварц, глину, полевой шпат или глауконит). Трепел имеет пористость 60% и содержит 98—99% SiO_2 . Эта порода, вероятно, образуется в результате выветривания кремнистых известняков или в процессе биохимической седиментации с участием диатомей. Впервые название «трепел» было применено к породам месторождения, расположенного близ города Сенека (Миссури, США), так как они напоминали породы, обнаруженные ранее в окрестностях Триполи в Ливии (Хови, 1894, см. в [115]). Позднее было установлено, что породы Триполи являются диатомитом, однако в англосаксонских работах термин «трепел» (tripoli) все еще применяется иногда наряду с термином «аморфный кремнезем» (хотя кремнезем в трепеле присутствует в кристаллической форме). Трепел применяется в качестве абразива для сухой очистки различных поверхностей и в качестве наполнителя в красках, резине и т.п. Самые крупные месторождения трепела находятся в Миссури, Оклахоме, Иллинойсе и других штатах США.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КВАРЦА И КВАРЦИТОВ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ. Кварцевое сырье для стекла получают в результате помола жильного кварца после обжига и дальнейшей обработки материала электромагнитной сепарацией и очисткой в кислотах. Для того чтобы

получить чистое кварцевое стекло без пузырьков, требуется химически чистый кварц определенного минерального состава. Для этих целей применялся только горный хрусталь из месторождений Бразилии и Мадагаскара. Определенного успеха в применении гидротермального кварца для получения чистого кварцевого стекла достигли чехословацкие специалисты.

Высокоогнеупорный «рефрасил», получаемый на основе SiO_2 и относящийся к монокомпонентным монокристаллическим волокнам (вискерам), выдерживает температуру 2842 °С в течение 180 с (применялся для облицовочных плиток на космическом корабле многоразового использования «Колумбия»).

Жильный кварц для получения металлургического кремния должен содержать не менее 98,5% SiO_2 и не более 0,3% Al_2O_3 .

Кварц для получения ферросилиция в настоящее время заменяется кварцитами ввиду их более низкой стоимости.

Самая важная область применения кварцитов — это производство кислых огнеупорных изделий, силикатных кирпичей (огнеупорность динаса 1550—1650 °С), набивочных огнеупорных и торкретирующих материалов (с цементом для торкретбетона) и в металлургии для получения металлического кремния и ферросилиция. Коэффициент линейного расширения кварцита при нагревании (V_e , в %) можно рассчитать по диаметру зерен K (Колер, см. в [15]) согласно эмпирической формуле

$$V_e = (\lg K / 1,73 \times 10^{-3}) - 4,385 \times 10^{-3} *.$$

Другие области применения кварцитов не имеют большого значения.

Хотя футеровку природным «ганистерным» кварцитом в большой степени вытеснили другие огнеупорные вещества, эта тенденция представляется временной. Потребление ганистера вновь начинает возрастать, причем перерабатывается он в очень компактные и плотно утрамбованные материалы.

Для получения одной тонны Si требуется 3,5 т исходного сырья. От содержания Al_2O_3 (не более 0,3%) зависит потребление электроэнергии, стоимость которой составляет 40—45% стоимости продукции. Важное значение имеет также так называемая термическая

* Проблема расширения кварцевых материалов при нагревании является важнейшей при производстве кварцевых огнеупоров. Обычно при производстве динаса кварц обжигом переводят в тридимит, имеющий низкий коэффициент расширения. Такие тридимитовые кирпичи являются наиболее распространенным огнеупором. — *Прим. ред.*

устойчивость, т.е. связность кварцевых кусочков при нагревании, и усадка материала. Однако это физическое свойство не определяется на стадии разведочных работ. Кварциты, содержащие 90—95% SiO_2 , используются в качестве шлакообразующих примесей, связывающих железо из Ni- и Cu-концентратов.

Статистические данные о мировой добыче и сбыте кварцевого сырья отсутствуют, так как обычно кварц и кварциты рассматриваются вместе, и если качество или применение песка не указывается, то трудно сказать, идет ли речь о кварцевом, или о строительном песке. Главные европейские экспортеры кварцевого песка — Франция (3,6 млн. т в 1974 г.) и Бельгия (3,2 млн. т в 1974 г.). Производство кварцевого сырья, особенно стекольных песков, развито на всех континентах, за исключением Африки (если не считать ЮАР) и Южной Америки (исключая Бразилию).

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ. К абразивам относится большой ряд пород, используемых для распиловки, а также в производстве наждачных бумаг, паст, стирающих шаров, пробирных камней, песков для истирания и полировки с помощью пескоструйных аппаратов. Известны два способа подготовки камня: 1) соответствующие минералы извлекаются из породы для использования их абразивных свойств и 2) породе придается соответствующая форма, а ее поверхность используется для истирания. В прошлом местные абразивы широко использовались во всех странах, но добывалось и производилось небольшое количество абразивов, которые могли быть использованы для мелкомасштабных работ. Важные свойства абразивов — это твердость, вязкость и хрупкость; большое значение имеют также форма и размер зерен, спайность и трещиноватость, чистота и однородность. Абразивы, применяемые для циркулярных пил, должны выдерживать высокие температуры, а их зерна должны быть прочно связаны. Кусочки природных пород могут быть использованы в качестве дробильного материала в мельницах.

В соответствии с твердостью абразивы делятся на три группы. К очень твердым (твердость более 7 по шкале Мооса) относятся алмаз, корунд, наждак, ставролит, гранат (особенно альмандин; 95% добычи приходится на Норт-Крик в горах Адирондак, Нью-Йорк, США). Абразивы со средней твердостью (5,5—7) — это халцедон, кремни, роговики, новакулит, кварц, кварцит, песчаник (абразивные круги), кварцевый песок, базальт, полевошпат, равномерно-зернистый гранит (шары для бумажной мельницы), перлит, пемза. Абразивы с низкой твердостью (<5,5) — апатит, кальцит, мел, глина, диатомит, доломит, окислы Fe, известняк, тальк и трепел.

В настоящее время получают искусственные абразивы, но во многих случаях не найдено подходящих заменителей природного сырья. Например, абразивный гранат для полировки дерева трудно заменить каким-либо искусственным абразивом.

7.18. КАМЕННАЯ СОЛЬ (галит)

Название «соль» происходит от латинского *sal*, а «галит» — от греческого *halos* — море. Соль использовалась человеком с незапамятных времен. Древнейшие зарегистрированные разработки соли в Китае относятся к третьему тысячелетию до нашей эры. Первые рукописные сообщения о соли относятся к периоду около 2250 г. до н.э. Соль была предметом товарообмена еще в каменном веке. «Соляные дороги» проходили в древнем мире от Индии до Мертвого моря. Соль часто была средством оплаты; легионеры Цезаря получали часть своего заработка солью (выражение *salarium*, т.е. платить жалованье, появилось с тех времен). Перевозки соли по европейским соляным дорогам продолжают до настоящего времени. Одна из таких дорог проходит из Зальцкаммергута в Австрии (через Волари и Прахатице в Чехии) на север в Прибалтику. Еще несколько лет назад в Сахаре проходили караваны с солью из бассейна Таудени в соседние страны. В древнейшие времена соль была предметом культовых обрядов. До настоящего времени японские борцы «сумо» отпугивают злых духов пригоршней соли, которую они бросают в круг перед каждым раундом.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КАМЕННОЙ СОЛИ. Каменная соль (табл. 44) — один из наиболее важных пищевых компонентов (каждый человек ежегодно потребляет 7—9 кг соли); соль используется также в металлургии, производстве гербицидов, Na_2CO_3 , NaOH , Na_2SO_4 , HCl , Cl_2 , глазурей, крахмала, для окраски текстильных изделий и для борьбы с гололедом.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЕННОЙ СОЛИ. Источниками каменной соли являются: 1) морская вода, 2) озерные воды, 3) грунтовые воды (рассолы), 4) прибрежные озерные бассейны, 5) пластовые отложения и 6) соляные штоки.

1. В морях и океанах в растворенном виде содержится 18 млн. км³ каменной соли (табл. 8, генетический тип 102). В районах с жарким сухим климатом самосадочная соль извлекается из воды при испарении ее в неглубоких прибрежных бассейнах или искусственных прудах — «Саларах»; мировое производство такой соли составляет 4 млн. т в год. Особый случай представляют прибрежные озера, в которые просачивается морская вода (Ларнака на

Кипре). Искусственные водоемы имеют прямоугольные очертания и глинистое дно; они отделены друг от друга низкими глиняными дамбами. Вода испаряется в одном водоеме до концентрации 20°Bé (20% растворенного NaCl), затем она спускается во второй водоем, где осаждаются часть сульфатов Ca , Mg и Fe . При плотности 26°Bé рассол спускают в продуктивный отстойник, где на дно выпадает CaSO_4 , а затем сразу же осаждаются NaCl (между $26,5$ и 30°Bé). Остаточный раствор, который спускают в море, содержит около 12% MgSO_4 , 9% MgCl_2 , 2% KCl , NaBr и 0,18% MgBr_2 . Ежегодная продукция с 1 га искусственного водоема составляет 100 т NaCl , а 1500 т NaCl получают с 1 га последнего отстойника, где идет продуктивная кристаллизация. Один цикл испарения, начинающийся по заполнении бассейна морской водой, может продолжаться от нескольких месяцев до нескольких лет.

2. Озера с растворенными хлоридами, сульфатами и карбонатами Na , Mg и Ca (очень немного K) представляют собой либо реликты морских бассейнов, либо озера, минерализация которых обусловлена наличием поблизости соленосных пород (континентальные озера). В последних наибольшим распространением пользуется галит, затем мирабилит и тенардит. Такая последовательность отличается от наблюдаемой в древних отложениях, где она совпадает с последовательностью осаждения солей из морской воды: ангидрит — гипс — галит — соли K и Mg (мирабилит, тенардит, иногда глауберит, редко астраханит; см. химический состав, табл. 44) — бораты. Галит, бораты, Rb , Cs и другие элементы присутствуют в равных количествах в эвапоритах современных озер и древних месторождений. В озере Баскунчак близ Астрахани и в озере Эльтон близ Волгограда (СССР) осаждаются галит и Mg -соли, а в заливе Кара-Богаз-Гол — галит и мирабилит. Озеро Баскунчак расположено на склоне гипсового купола, который сложен пермскими отложениями, деформированными в неогене. Озеро имеет размер $18 \times 9,6$ км и питается водой, выщелачивающей отложения гипсоносного комплекса (864 000 т NaCl в 8 млн. m^3 воды ежегодно). Разрабатываемый пласт каменной соли мощностью 6—9 м (запасы 775 млн. т) на дне озера весной покрывается слоем воды (10—12 см), которая испаряется летом. На глубинах около 20 и 35 м под дном озера имеются еще два других пласта соли мощностью 2 и 200 м.

3. Минерализованные грунтовые воды (рассолы) представляют собой либо морские воды, погребенные при седиментации (реликтовые воды), либо атмосферные воды, которые минерализовались, проходя через атмосферу, выветрелый покров и породы (табл. 8,

генетический тип 101). Минерализованные воды делятся на хлоридные, сульфатные, карбонатные, смешанные, кремнеземистые, борные, азотные, фосфатные и углекислые. Эти воды могут содержать до 32% растворенных твердых веществ (рассолы Смаковер, Арканзас, США; Лефонд, Якоби, см. в [115]). Почти такую же минерализацию (292 г/л) имеет рассол, откачиваемый близ обводненного соляного рудника в Соливаре около Прешова (Чехословакия).

Природные рассолы (10—20% соли), откачиваемые из пенсильванских, миссисипских, девонских и силурийских пластов, являются источником галита и составляют основу химической промышленности в южном Огайо и Западной Виргинии (США). Аналогичный центр химической промышленности организован поблизости от месторождений рассолов в Мичигане в миссисипских, средне- и нижнедевонских отложениях. В общем рассолы из более древних и глубоководящих пластов имеют более высокую минерализацию. Искусственные рассолы получают закачиванием воды в соляные залежи через колонку обсадных труб; вода закачивается по трубам с поверхности, а рассол поднимается по обсадным трубам, или в одну буровую скважину вода закачивается, а из другой откачивается рассол (60% соли остается под землей). Рассол, поднятый на поверхность, может быть использован в химической промышленности. Полости, остающиеся после выщелачивания соли и имеющие форму перевернутых полусфер или полуэллипсоидов вращения, ось которых совпадает со скважиной, используются в качестве подземных хранилищ углеводородов или служат для складирования промышленных отходов.

4. Прибрежные озерные бассейны с глинисто-песчанистыми соленосными отложениями встречаются в аридных районах. В сезоны дождей соли растворяются в озерной воде, после испарения которой остается корка солей (например, в Мексике: теквесквиты — смесь NaCl , Na_2SO_4 и Na_2CO_3 ; в Калифорнии: бораты в озере Серис, CaCl_2 в озере Кейдиз, галит в озере Бристол и Na_2CO_3 в озере Оуэнс).

5. Пластовые месторождения соли (табл. 8, генетический тип 97) представляют собой продукт химической садки солей в бассейнах, образованных при эпейрогенических движениях на платформах (например, Цехштейновый бассейн в Европе, Мичиганский бассейн в Северной Америке), или в грабенах на континентальных окраинах (например, равнина Данакиль в Эфиопии, Сержипи в Бразилии) в специфических условиях (разд. 2.10). Такие месторождения формировались с докембрийского по третичное время, в основном в пермское и неогеновое (ср. с возрастом серных отложений), и в меньшей

степени — в каменноугольное время. За исключением пермских и неогеновых отложений, месторождения солей в другие эпохи образовывались только на ограниченных участках поверхности земли. Залежи имеют мощность до 700 м, а к краям бассейнов они выклиниваются и сменяются ангидритами, карбонатами или мелкозернистыми обломочными отложениями. В направлении к центру бассейна каменная соль может латерально сменяться калийными солями (Мичиган, Детройт — ангидрит; округ Ист-Чайна — галит, Мидленд — соли щелочей; бассейн Кхеммисет в Марокко: Мохамедия — галит, Беррешид — соли щелочей; Сицилия — месторождение Реальмонте). Каменная соль часто содержит примесь ангидрита, доломита, обломков сланцев и тонкие слойки алевролита. Отложения каменной соли занимают многие сотни тысяч квадратных километров. Пермская каменная соль, которая образует соляные купола на побережье Мексиканского залива, встречается на территории в 460 000 км². В пермском бассейне Канзаса, Оклахомы, Техаса и Нью-Мексико присутствуют пласты каменной соли мощностью 2—3 м. Каменная соль в силурийских отложениях штатов Нью-Йорк и Мичиган (мощность 150—700 м, площадь распространения 170 000 км²) сменяется к границам бассейна ангидритами, которые в свою очередь переходят в гипсы. Цехштейн с пластами каменной соли простирается от Англии до Польши. Отложения каменной соли известны в передовом прогибе Таврид и Иранид в Ираке и в Персидском заливе. В СССР имеются пермские месторождения соли Славяно-Артемовской группы и месторождения в Башкирии; Усольское месторождение в Ангаро-Ленском бассейне имеет кембрийский возраст.

6. Соляные купола (диапировые складки, диапиры) образуются в основном в передовых прогибах складчатых горных хребтов путем выжимания пластичных солей под нагрузкой вышележащих пород.

Галит имеет плотность 2,168 и характеризуется очень слабой сжимаемостью по сравнению с вмещающими соль осадочными породами. При мощности перекрывающих пород не менее 300—700 м объемный вес их составит 2,2, т.е. будет больше, чем объемный вес соли. Однако соляные диапиры могут подниматься и с глубин около 10 км, где объемный вес вмещающих пород составляет 2,8 (пермская соль формации Луанн на побережье Мексиканского залива поднялась с глубины 13 км). Поэтому для галита, который под действием длительной нагрузки становится пластичным, достаточно даже небольшого напряжения, чтобы вызвать его перемещение в направлении понижения литостатического давления, а именно по близлежащим ослабленным зонам в перекрывающих породах к

дневной поверхности. Движение галитового диапира прекращается, когда давление перекрывающих пород оказывается ниже определенной величины (Неттлетон, 1934, см. в Gittinger, Lefond, ed., 1975). Поэтому диапир может прорваться к поверхности только в глубоких долинах (например, Намак-Ау в Афганистане) или подняться с большой глубины под давлением очень мощной толщи перекрывающих пород, как, например, в Ках-и-Намаке (Иран): здесь соль прорывает брахиантиклиналь размером 50×13 км и слагает гору, поднимающуюся над плоской равниной на высоту 1300 м; соляные языки, подобно ледникам, «стекают» вниз по склонам поднятий, а иногда лавинами обрушиваются вниз. Сходное строение имеет Кемпендяйское месторождение в Якутии (СССР). Известны примеры такого рода и в пермских соляных пластах, которые прорывают мезозойские и третичные отложения, а окружаются и перекрываются только самыми молодыми образованиями.

Соляные диапиры, часто с гипсовой шляпой, содержащей серу (разд. 6.21), известны на побережье Мексиканского залива в Колорадо и Юте (США), в Мексике, Румынии, Иране (диаметры соляных куполов около 5 км), ГДР, ФРГ (рис. 78), Тунисе, Алжире, СССР (Эмба: средняя площадь куполов — $50\text{—}60$ км²; Полтавская область, Закарпатье, Вилюйский район в Сибири). Запасы каменной соли в пластовых и диапировых месторождениях составляют $16 \cdot 10^{15}$ т.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАМЕННОЙ СОЛИ. Месторождения каменной соли или фабрики по ее получению испарением имеются почти во всех странах, и только Япония и Скандинавские страны импортируют соль для нужд химической промышленности. Наличие месторождений соли в Антарктиде представляется маловероятным. Чехословакия могла бы обеспечить свои потребности в каменной соли за счет собственных месторождений, однако стоимость каменной соли в ГДР (представляющей собой внешнюю и внутреннюю вскрышу на месторождениях калийных солей) настолько низка, что импорт ее намного выгоднее.

В Европе римляне первыми получили самосадочную соль, и они же применили технологию приготовления рассолов еще в 300 г. до н.э. в Великобритании. Разработка каменной соли впервые началась в VIII в. в Зальцкаммергуте (Австрия), а с XIII в. — в Польше. Королева Кинга, дочь Белы IV, способствовавшего развитию горнорудного дела в Словакии, и жена польского короля Болеслава Храброго учредили горные работы в районе Велички, и это было первое месторождение, разрабатываемое подземным способом. В наши дни главными поставщиками пермской (цехштейновой) соли

являются Великобритания, Нидерланды, ФРГ, ГДР и Польша. Другой важный район месторождений пермской соли (содержащих К-соли) приурочен к границе Европы с Азией и охватывает месторождения Западного Приуралья, протягивающиеся от Эмбы в Башкирии до Харькова на юге и Березников на северо-востоке. Триасовая (кейперская) каменная соль добывается в ФРГ, Австрии, Швейцарии; месторождения юрского возраста разрабатываются в ФРГ, СССР (Средняя Азия), Кувейте, Йемене, на Кубе и в Чили. Меловые соли добываются в США (Флорида), Мексике, Бразилии, СССР, Заире, Анголе, Марокко, Ливии, Сенегале, Нигерии; эоценовые месторождения разрабатываются в США (бассейн Грин-Ривер, Вайоминг), Марокко, Иране; олигоценые месторождения — в Испании, Франции, ФРГ, Турции, Иране, Ираке; миоценовые — в Чехословакии, Польше, СССР (Солотвина, Средняя Азия, Нахичевань, Ереван), на Кипре, в Испании, Турции, Алжире, Марокко, Египте, Судане, Ираке, Иране, Сирии, Иордании; плейстоценовые — в США (Калифорния, Невада), СССР, Мексике, Израиле. Самосадочная соль и соль прибрежных озер — современные соли — имеются в Карибском районе, Мексике, Австралии, Франции, Португалии, Испании, Италии, Греции, Болгарии, КНР и СССР.

Менее значимые месторождения встречаются в более древних отложениях, так как море раньше было менее соленым; среди таких месторождений можно отметить девонское Старобинское в Белоруссии (СССР), ордовикские залежи в бассейне Уиллистон (Вайоминг, США), кембрийские залежи в Якутии (Кемпендяйское месторождение), Пакистане и Южном Иране и докембрийские месторождения в Иране и Австралии.

Четвертая часть всей добытой в Европе соли представлена кусковой разностью, остальное количество извлекается из рассолов. В Африке соль получают в основном выпариванием (в Египте 420 000 т в 1969 г. и 2 млн. т во всей Африке). В Азии производство самосадочной соли имеет самую длительную историю в КНР — более чем 2000 лет до н.э. Наиболее древние в мире скважины для получения рассолов были пробурены тогда же. В настоящее время КНР занимает второе место в мире по производству варенной соли.

Поиски, РАЗВЕДКА, ДОБЫЧА И ОБОГАЩЕНИЕ КАМЕННОЙ СОЛИ. Поисковые признаки соляных отложений — это соленые грунтовые воды, выходы ангидрита и гипса, диапировые вздутия или провалы, обусловленные растворением солей. Морфология соляных залежей, особенно соляных диапиров, а также форма бассейнов и банок, которые могут существенно влиять на осаднения эвапоритов,

легко определяются с помощью гравиметрического и сейсмического методов. При разведке соленосных отложений необходимо предохранять питьевую воду от загрязнения солями, а соли — от растворения. При колонковом бурении теплый рассол, пересыщенный растворенным NaCl, представляет собой хороший буровой раствор (получение такого рассола вполне возможно; содержание соли в рассолах на горизонте 140 м в руднике Величка (Польша) составляет 33%, хотя растворимость NaCl при температуре 26,6 °С составляет 26,5%). При таком бурении керн и стенки скважин не растворяются. В скважинах проводится каротаж (электрический, плотностный и гамма-нейтронный); последний позволяет различать галит и ангидрит. Скважины большого диаметра также пригодны для разведки, так как позволяют изучать непосредственно залежь и брать пробы для испытаний. Если планируется подземная добыча кусковой соли, то следует проследить все зоны разломов, так как возможен выброс соли в выработанные пространства. Особое внимание следует обращать на проседание соляных блоков в пустоты, образовавшиеся вдоль разломов вследствие выщелачивания соли водами.

Каменная соль разрабатывается камерно-столбовым методом. В соляных диапирах, приуроченных к миоценовым тектоническим чешуям, сгруженным к северу при надвиге флишевого комплекса на Карпатский передовой прогиб близ Велички в Польше (протяженность соленосного пояса — 6,5 км, глубина основания подземных выработок — 350 м), камеры имеют высоту в среднем 40 м, распо-

ТАБЛИЦА 47. Добыча каменной соли (в млн. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США (включая Пуэрто-Рико)	39,9	42,2	37,2	40,1	39,4	38,9	41,6	36,6
КНР	20,0	25,0	30,0	20,0	17,1	19,5	14,8	17,3
ФРГ	10,2	11,3	9,3	11,3	12,3	12,7	15,1	13,0
Франция	6,4	6,3	5,5	5,9	5,8	6,3	8,1	7,1
Великобритания	10,5	8,4	7,8	8,0	8,2	7,3	7,8	6,6
Индия	6,9	5,3	5,3	4,6	5,3	6,7	7,0	7,3
Канада	5,0	5,4	5,2	6,0	6,0	6,5	6,9	7,0
Австралия	4,1	4,7	5,1	5,5	4,7	5,8	5,8	5,3
Италия	4,9	4,9	4,4	4,0	5,0	4,9	5,7	5,3
Мексика	4,3	5,5	5,4	4,6	4,9	5,6	5,6	6,0
Румыния	3,3	3,9	3,8	4,2	4,5	4,7	4,7	4,7
Польша	3,1	4,7	5,1	3,8	4,4	4,4	4,4	3,4
Нидерланды	3,0	3,4	2,7	3,0	3,1	2,9	3,9	3,5

лагааясь нередко одна над другой; некоторые из них закреплены крепью. Ширина камер и столбов (целиков) — 30—45 м. В особых условиях соляных рудников, где коррозия и износ машин невелики, экскаваторы работают более 40 лет.

Факторы, определяющие возможность разработки месторождения каменной соли (при содержании не менее 95% NaCl), — это близость рынка и потребителя и глубина залегания. Соль очищается растворением и повторной кристаллизацией после удаления нерастворимого остатка (особенно гипса, доломита и других вредных веществ — Fe, V, Mo, Ti, Cr, Cu, Zn и Pb).

7.19. СОДА (природная)

Слово «сода», вероятно, происходит от названия минерала, который встречается близ Джебель-эс-Сода в Ливии. Согласно другим объяснениям, это название происходит от испанского слова *soda* (заимствованного от арабского *suvvad* — растение, из золы которого получали соду в Сицилии, а позднее — в Испании) или от средневекового латинского термина *sodanum* — средство от головной боли (от арабского *suda* — головная боль).

Сода Na_2CO_3 вместе с NaOH (получаемой в основном из NaCl) представляет главное щелочное соединение на мировом рынке. В Древнем Египте ее получали из рассолов и соленосных озерных осадков (Вади-эль-Натрон) для производства стекла. До XIX в. соду получали путем выщелачивания золы растений, особенно морских. С 1874 г. соду получают в процессе Сольвея: NaCl обрабатывается NH_3 и CO_2 под давлением 0,3—0,4 МПа для получения $\text{NaN}(\text{CO}_3)_2$ и NH_4Cl ; затем $\text{NaN}(\text{CO}_3)_2$ прокаливается до образования Na_2CO_3 . Ежегодно в мире потребляется 24 млн. т соды; около 3,5 млн. т добывается из недр, остальную часть получают в процессе Сольвея (добыча из недр растет, а производство искусственной соды уменьшается). Главные области применения — стекольная промышленность (50% продукции Na_2CO_3), производство фосфатов и силикатов, мыла, детергентов, каустической соды, органических соединений, бумаги и сплавов.

В природе карбонат натрия образует следующие месторождения:

1. Кристаллы углекислого натрия на илистом дне озер (озеро Гуденаф в Британской Колумбии, Канада);
2. Порошковатые выцветы термонатрита на щелочных почвах (область нижнего течения Дуная) и в озерах (Ньяса, Танзания; углекислый натрий в озерах Вади-эль-Натрон в Египте);

3. Месторождения троны на банках и дне щелочных озер (Магади, Кения — слой троны мощностью 50 м под дном озера, отложенный горячими вулканическими источниками; озеро Оуэнс, Калифорния, США);

4. Древние месторождения троны, нахколита, шортита и других минералов с Na_2CO_3 и галитом (Грин-Ривер, Вайоминг, США, см. разд. 2.8; мощность 11 продуктивных слоев на глубине 200—1000 м составляет в среднем 2 м (максимум 12 м); подземная добыча);

5. В рассолах (например, озеро Серлс, Калифорния, США, см. разд. 6.6; Макгадикгади, Ботсвана; озеро Тескоко близ Мехико);

6. Пеплы карбонатитового вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи в Танзании.

В общем в мире известно более пятидесяти проявлений Na_2CO_3 (Мэннхон, см. в [115]).

Образование Na_2CO_3 связывается с вулканическими источниками, с реакцией между водами, содержащими CO_3^{2-} , и водами, содержащими Na_2SO_4 , или с ионным обменом в натрийсодержащих почвах. Предполагается, что CO_2 — продукт разложения органического вещества или имеет атмосферное происхождение. Поиски углекислого натрия перспективны в полусушливых районах, сложенных кристаллическими породами, особенно магматическими, которые могут обеспечить приток щелочных вод. О наличии древних щелочных озер свидетельствуют доломиты и соленосные отложения, встречающиеся вдоль их бывших побережий.

Месторождения строительных материалов

Игла Клеопатры выдержала 3000-летнее пребывание в египетском климате, но была разрушена всего за четверть столетия в нью-йоркском климате.

Дженсен Бейтман, 1981.

Промышленные минеральные месторождения

8.1. МЕРГЕЛИСТЫЕ МАТЕРИАЛЫ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА ЦЕМЕНТА И ИЗВЕСТИ

Эта группа полезных ископаемых весьма разнородна и выделяется на основании их обычного использования в современном строительстве. В ней выделяются материалы, твердеющие на воздухе (известь, гипс), и гидравлические материалы, которые после частичного затвердения на воздухе могут упрочняться даже в воде (гидравлическая известь, портландцемент).

Известняки, используемые для производства цемента и извести в строительстве или других отраслях промышленности, описаны в разд. 7.11. Помимо известняков и гипса (разд. 7.8) в строительстве используются еще две группы материалов: 1) так называемые известковистые мергели (вернее, глинистые известняки) как сырье для производства цемента и гидравлической извести; 2) большая группа корректирующих силлитных материалов как добавка к цементу. По химическому составу смеси, в которой содержание окислов выражено в процентах, рассчитываются модули (по следующим формулам):

$$1) \text{ гидравлический модуль } \left(= \frac{\text{CaO}}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} \right),$$

$$2) \text{ силикатный модуль } \left(= \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} \right),$$

$$3) \text{ алюминиевый модуль } \left(= \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3} \right),$$

4) коэффициент насыщения по Ли—Паркеру

$$\left(= \frac{100 \text{ CaO}}{2,8 \text{ SiO}_2 + 1,18 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,65 \text{ Fe}_2\text{O}_3} \right),$$

5) коэффициент насыщения по Кинду—Джангу

$$\left(= \frac{\text{CaO} - (1,65 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,35 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,7 \text{ SiO}_2)}{2,8 \text{ SiO}_2} \right).$$

Эти показатели должны иметь следующие значения: 1) 1,7—2,4; 2) 1,8—3,3; 3) 1,5—2,5; 4) 85—100; 5) 0,92—0,95. Модули некоторых видов сырья — глинистых известняков — соответствуют этим показателям (например, так называемые натуралы из окрестностей Новороссийска в СССР). Цементный клинкер получают обжигом материала или искусственной смеси в шахтной или вращающейся печи до температуры спекания (1280 °С).

В группу сиаллитных корректирующих материалов входят породы, добавка которых к цементной смеси повышает содержание Al_2O_3 , SiO_2 или Fe_2O_3 . Для этих целей используются породы, залегающие близ цементного завода или известнякового карьера. Для повышения содержания Al_2O_3 используются четвертичные лёссы и суглинки, третичные глины, аргиллиты, различные молотые глинистые сланцы и выветрелые вулканические породы. Для повышения содержания SiO_2 добавляют песок и молотые гранитоиды. Содержание Fe_2O_3 коррелируется добавками железной руды, пиритных огарков, пепла, печной золы, шлаков или красного шлама после обработки бокситов.

Другую группу активных компонентов в производстве гидравлического цемента составляют базальты, риолитовые и трахитовые туфы и пемзы (так называемые пуццолановые материалы), а также трассы. Они образуются при быстром остывании вулканических продуктов в субаэральных условиях. Опал в вулканическом стекле представляет собой активный компонент, который при помоле реагирует с негашеной известью с образованием гидравлической («римской») извести. Спонголит (от греческого spongos — губка) — песчанистый мергель с опаловыми иглами, отложившийся на морском мелководье (до глубины 200 м), — является еще одним таким материалом. Молотый спонголит и цементный клинкер образуют быстро схватывающийся гидравлический цемент. Пуццоланы и трассы разрабатываются в Италии, Греции, Франции, Японии и СССР. Диатомит и трепел обладают такими же свойствами, как пуццоланы и трассы (разд. 7.5, 7.17).

8.2. СЫРЬЕ ДЛЯ ЛЕГКОВЕСНЫХ ЗАПОЛНИТЕЛЕЙ

Легкие пористые заполнители, природные (туфы, пемза, спонголит, диатомит) или искусственные [вспученные перлит, вермикулит, глины (керамзит) и глинистые сланцы (шунгизит), спекшийся пепел, вспененные шлаки], применяются в качестве заполнителей в легких строительных материалах, когда необходимо уменьшить вес конструкций. При использовании промышленных отходов снижается неблагоприятное воздействие горных работ и процессов обогащения полезных ископаемых на окружающую среду.

Применение пемзы (это название, по-видимому, ввел Плиний Младший; объемный вес 0,4—0,6) в качестве заполнителя в бетонных панелях увеличивает стоимость продукции, но благодаря ее низкому объемному весу значительно снижаются требования к прочности (и весу) стальных конструкций. Кроме того, в пемзобетон можно забивать гвозди, и они хорошо удерживаются в нем. Пемза встречается в районах риолитового и дацитового вулканизма: в Орегоне, США (Крейтер-Лейк, запасы более 14 км³: трехметровый пласт туфа с обломками пемзы, последняя сползает по склону вулкана, который выбрасывает также палящие тучи); в горах Вальес, Нью-Мексико, США (пемзовые туфы, мощность 300 м); в Нальчике на Северном Кавказе (СССР), Ани в Армении и т.д. Переотложенная пемза слагает залежи в долине Оуэн (Калифорния) в речных отложениях и в Шошони (Калифорния) в озерных отложениях. Природный цемент с гидравлическими свойствами впервые был получен из молотого пепла, обнажающегося у поселка Пуццоли близ Неаполя (puzzolano), и известняков из Кумае во времена императора Клавдия (около 45 г. н. э.). Цемент использовался при строительстве порта в Остии. Пуццолановый цемент, смешанный со стандартным портландцементом в отношении от 1:99 до 3:7, является водостойчивым и не подвергается коррозии в морской среде. Применение этой смеси позволило уменьшить стоимость строительства плотины Фрайант в Калифорнии на 300 000 долл. Кроме того, опал в пемзе пуццоланового цемента связывает Са(ОН)₂, высвобождаемый при затвердении бетона из портландцемента, который иначе выщелачивался бы, а в таком случае разрушался бы и бетон.

Вермикулит (от латинского *vermiculus* — небольшой червь; Уэбб, 1823)—слюдистый минерал, который при нагревании до 1100 °С вспучивается, увеличиваясь в объеме в 8—10 раз (гидрослюда только в 5—10 раз), что обусловлено расслоением (чешуйки разбухают под давлением пара, образуемого высвобождающимися ОН и Н₂O). Образуются частицы червеобразной формы, благодаря чему этот минерал и получил свое название. Температура спекания вермикулита — 1260 °С, температура плавления — 1315 °С.

Вермикулит представляет собой продукт а) выветривания в зонах разломов до глубины 100 м (табл. 8, генетический тип 64) или б) низкотемпературного гидротермального изменения флогопита и биотита (табл. 8, генетический тип 43)* либо в) сопутствует карбонатитам (табл. 8, генетический тип 24). Он отличается от биотита наличием слоя молекул воды (до 20%) вместо связанного слоя ионов калия. Вермикулит используется с 1920 г. (часто в смеси с биотитом) для разных целей под названием «гидробиотит» (в действительности представляет собой смешанослойный вермикулит-биотит). Во вспученном виде он применяется как рыхлый теплоизолятор (одна сталелитейная канадская компания перевозит горячие слитки, обложенные вермикулитом, для дальнейшей обработки на расстояние 180 км; при этом теряется только 9% тепла), в качестве заполнителя в легких бетонах, в смеси с гипсом для стеновых штукатурок, а также в сельском хозяйстве для улучшения состава почв (на основании ионного обмена: 30—100 миллиэкв. на 100 г природного вермикулита).

Этот минерал с успехом применяется также в качестве настила в птичниках, смазок, наполнителя, оберточного материала для контейнеров с химическими веществами и в других целях.

Месторождения вермикулита известны в Монтане (США, район Либби; линзы (95% вермикулита) имеют мощность 7—30 м и длину 300 м; они образовались при низкотемпературном гидротермальном изменении мелового пироксенитового интрузива в докембрийских кристаллических сланцах под воздействием растворов, поступавших, вероятно, из близлежащего сиенитового интрузива); в Южной Каролине (Энори — месторождение в коре выветривания) и еще шести штатах США; в ЮАР (Палабора — вермикулит, ассоциирующийся с карбонатитами, пироксенитами и серпентинитами); в Зимбабве (Дорова); в СССР (Булдымское и Потанинское месторождения на Урале, Ковдорское и другие месторождения в провинции щелочных пород на Кольском полуострове) и других 12 странах.

Поиски вермикулита следует вести в районах распространения ультрабазитов (пироксенитов, карбонатитов), на контакте их с пегматитами и сиенитами, и в коре выветривания. Полезное ископаемое должно содержать не менее 30% вермикулитовых чешуек размером более 0,5 мм.

Вспученные глины известны под названием «керамзит» (от греческого *keramos* — глина; впервые это название было применено в

* Вермикулит — псевдоморфоза по биотиту — образуется только в низах коры выветривания, развивающейся по биотит- или флогопитсодержащим породам. Гидротермальным вермикулит не бывает. — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 48. Добыча вермикулита (в тыс. т)

	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
США	331,1	309,3	299,3	275,7	325,6	305,7	313,8	306,0
ЮАР	156,5	182,6	207,5	222,1	165,4	209,1	191,6	185,7
Бразилия	0,05	0,01	0,8	1,0	3,6	4,0	7,4	8,0
Аргентина	2,5	3,8	4,0	4,1	4,8	4,4	5,9	6,4
Индия	2,7	2,8	2,2	3,4	2,9	1,9	3,1	3,4
Кения	0,9	1,7	7,5	3,6	4,3	1,9	2,3	2,6
Танзания	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02

России). При нагревании до 1150 °С газообразные H_2O , SO_2 и CO_2 , высвобождаемые из филлосиликатов, сульфатов и карбонатов в момент спекания, вспучивают иллитовую глину.

Вспученный глинистый сланец получают при нагревании до 850—1050 °С мелкозернистых хлорит-серицитовых сланцев с небольшой примесью полевого шпата и биотита.

Спекшаяся летучая зола (аглопорит), образующаяся при сгорании угля или лигнита, не является природным материалом. Однако ее использование в качестве легковесного материала имеет большое значение, так как она удаляет продукты сгорания каустобиолитов, предохраняя тем самым атмосферу от загрязнения.

8.3. СЫРЬЕ ДЛЯ КИРПИЧНОГО ПРОИЗВОДСТВА

Когда люди научились обжигать кирпич, как они это делали при постройке Вавилонской башни, — мы не знаем.

Материал для производства кирпича включает два главных компонента — пластичный (обычно лёссы, суглинки, глины, аргиллиты и выветрелые сланцы, состоящие в основном из гидрослюды или серицита с примесью хлорита, монтмориллонита и смешанослойных иллит-монтмориллонитов) и непластичный компонент (обычно кварцевый песок или алеврит, элювиальные почвы, зола, шлак, клинкер и т.д.). Эти компоненты либо находятся в соответствующих количествах в сырье, что определяется гранулометрическим и минералогическим анализом, либо из них получают искусственную смесь. С этой точки зрения мы и говорим о пригодности сырья в исходном виде или в смеси с другими материалами: в последнем случае мы различаем главный и корректирующий материалы; корректирующая добавка может быть либо пластичной, либо служит

наполнителем. Вредные компоненты — это известковые желваки, гипс, органическое вещество и обломки пород. Кирпичная глина используется в строительстве также в необоженном виде (кирпич-сырец, саман). Обоженный кирпич применялся в качестве заменителя камня с незапамятных времен в районах речных долин и сходных территориях, где отсутствовали выходы скальных пород (в Вавилонии в VI в. до н. э., на Северо-Германской низменности). При обжиге слоистые силикаты подвергаются дегидратации, перекристаллизации и даже частичному плавлению.

Кирпичные глины разрабатываются почти во всех странах мира. Об их повсеместном распространении, например в Северной Америке, свидетельствует тот факт, что они не разрабатывались только на Аляске и острове Род.

8.4. ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЕ СМЕСИ И СТРОИТЕЛЬНЫЙ ПЕСОК

Песчано-гравийная смесь — это смесь гравия и песка (песчаный гравий, гравий, песок с большой примесью галек). Этот природный наполнитель образовался в результате дезинтеграции пород при выветривании и переотложении их обломков водой, ледником или воздушным путем.

Песчано-гравийные смеси — это рыхлые неуплотненные осадки, сложенные частицами пород и минералов размером 2—128 мм, представленными мелкими и крупными гальками, редкими булыжниками (мелкий гравий — 2,0—8,0 мм, средний гравий — 8,0—32,0 мм, крупный гравий — 32,0—128,0 мм) и переменными количествами песка, алевролита и глины.

Номенклатура песчано-гравийных смесей:

Зерна	> 2 мм	100%	50%	25%	0%
		Гравий	Песчанистый гравий	Песок с гравием	
Зерна	< 2 мм	0%	50%	75%	100%

Для песчано-гравийных смесей и гравия используется разная терминология. В этой главе песчано-гравийная смесь означает материал, состоящий из 5—95% песка и 95—5% гравия при содержании частиц < 0,063 мм не более 5%.

Гравий и песчано-гравийные смеси используются в строительстве в виде природных крупнозернистых наполнителей. В смеси с цементом (10—15%) они представляют собой исходный материал (85—90%) для бетонных смесей. Они используются также для закладки дренажных и фильтрационных слоев (равномернозернистые

материалы), для оснований фундаментов зданий и дорог из несцементированных или пропитанных битумом наполнителей, для упрочения обочин дорог и стабилизации (цементной, простой и битумной) шоссежных дорог. Вредные примеси — плоские чешуйки слюды (они ориентируются параллельно и под ними скапливается вода), глина, гумус, алеврит, пирит, гипс, растворимые минералы, крупные булыжники (их необходимо дробить) и щелочи (если SiO_2 присутствует в виде опала, халцедона или вулканического стекла). Вредное воздействие обусловлено тем, что KOH и NaOH , высвобождаемые в твердеющем бетоне, реагируют с SiO_2 этих минералов с образованием щелочного кремневого геля, который поглощает воду из бетона, увеличивается в объеме и вызывает растрескивание бетона и его «шелушение». Также нежелательны примеси гидрослюд, тридимита и гейландита. Гравий может быть очищен от выветрелых и слабоустойчивых компонентов (с плотностью менее 2 в тяжелых суспензиях, например с ферросилицием). Прочность компонентов гравия на сжатие должна достигать 120—150% требуемой прочности бетона.

Песок — это несвязный обломочный осадок из зерен размером 0,063—2 мм. В соответствии с размером зерен песок обычно разделяется на мелкозернистый (0,063—0,25 мм), среднезернистый (0,25—1,0 мм) и крупнозернистый (1,0—2,0 мм). Пески сложены преимущественно зернами кварца, полевых шпатов, слюд, глауконита и обломками горных пород (особенно кремнистых и кварцитовых). Важные генетические особенности песков — это степень окатанности и сферичность частиц, характер поверхности зерен (по которому можно судить о способе переноса и происхождения материала) и наличие примеси алевритовой и глинистой фракций (< 0,063 мм).

Пески образуются при выветривании и механической дезинтеграции пород и транспортировке водой или по воздуху при одновременной сортировке. Залежи песка часто встречаются в четвертичных покровных отложениях, в речных террасах и неокаменевших третичных и более древних отложениях. Пески применяются в основном в строительстве (строительные растворы, бетоны, как инертный материал в производстве обычного и известково-силикатного кирпича), а также для заполнения выработанных пространств в рудниках, в смесях для изготовления искусственного камня, рафинированного алебаstra и т.д. Чистый песок применяется для полирования и фильтрации, в формовочном деле и в стекольной промышленности, а также в производстве огнеупорных строительных материалов (разд. 7.7 и 7.17).

Потребление наполнителей в строительстве неуклонно возрастает. Весьма примечательно, например, что в СССР ежегодно производится более 600 млн. т природного (песчано-гравийной смеси) и молотого наполнителя, а в США в 1968 и 1980 гг. было добыто соответственно 720 млн. т и 1×10^9 т природного наполнителя.

Сходная тенденция наблюдается в ряде развитых европейских и других стран. В этом отношении некоторые приморские страны с песчаными пляжами имеют значительное преимущество; пляжные пески после соответствующего мокрого обогащения представляют собой дешевый наполнитель. Неудивительно поэтому, что в настоящее время разработка морских песков заметно расширилась, например, в Великобритании, Нидерландах, США и Австралии.

8.5. СТРОИТЕЛЬНЫЙ КАМЕНЬ

Камень — мое последнее прибежище.

Вацлав Холлар (1607—1677) после исполнения 37 гравюр в кафедральном соборе святого Павла в Лондоне для «Monasticon Anglicanum» лорда Дагдейлса и Р. Додсворта.

Под термином «строительный камень» понимаются твердые изверженные, осадочные и метаморфизованные породы, пригодные для строительных целей в их природном виде или после ручной или механической обработки. Сюда не относятся камни, используемые для декоративных целей, которые, хотя для них и подходит приведенное выше определение, в первую очередь имеют эстетическое назначение и несколько иную технологию добычи и обработки. Декоративные камни рассматриваются отдельно в разд. 7.4. На практике как строительные, так и декоративные камни называются «природными» в противоположность искусственным камням, также применяемым в строительстве.

Строительный камень представляет собой исходный материал для производства крупноблочного камня, молотого наполнителя и грубых каменных изделий — так называемых штучных камней (дорожный камень и грубые конструкционные элементы), но он не годится для декоративных целей, статуй и т.п. Однако технология разработки камня во всех случаях почти одна и та же, причем в одном карьере камень может разрабатываться для разных целей.

Технология разработки заключается в дезинтеграции однопорядного массива на небольшие блоки (в основном дроблением или взрывными работами) и дальнейшей их обработке для получения камней с требуемыми размерами и формами поверхности.

Технические требования к строительному камню. Камень для молотого наполнителя должен иметь плотность не менее 1800 кг/м^3 и прочность на сжатие $> 240 \text{ МПа}$, легко разрушаться при взрывах и легко дробиться на зерна почти изометрической формы, слабо истирающие металл, быть устойчивым к климатическим и механическим воздействиям, и если он предназначен для дорог с битумным покрытием, то должен хорошо связываться с битумом. Камень не должен содержать слишком много свободного кремнезема (опал, стекло, халцедон, особенно при наличии Mg-карбонатов) или токсичных и вредных компонентов, которые могут повредить здоровью людей (разд. 8.4). В Чехословакии карбонатные породы, содержащие более $88\% \text{ CaCO}_3$, и породы с повышенной радиоактивностью и повышенным содержанием серы не применяются. Наряду с общими характеристиками породы для молотых наполнителей должны обладать другими природными свойствами, если наполнитель предназначен для использования в бетоне, дорожных покрытиях и железнодорожном балласте. Для пород, предназначенных для молотых наполнителей, отсутствуют технические требования; последние определяют только качество самих наполнителей. Потребление в мире молотого наполнителя увеличивается, а потребление природного наполнителя сокращается.

Для грубых каменных изделий (мостового и бордюрного камня, камня для обочин дорог, цокольного, блочного и пильного камня, оградительного и окантовочного камня, тесаного камня, мерных камней, камня для перил, грубо отесанного камня для лестниц и порогов) камни должны равномерно, но не очень прочно сцепляться, легко отделяться от массива и обрабатываться, должны быть устойчивы к климатическим и механическим воздействиям. Согласно стандарту, требуется крепкая порода с прочностью на сжатие $40\text{—}180 \text{ МПа}$, без видимых признаков выветривания и механического или химического разрушения, с водопоглощением менее 5% . Для большинства изделий порода должна иметь такие качества, чтобы ее лицевая грань имела однородную окраску и на ней отсутствовала бы корочка выветривания (обычно допускаются спорадические пропластки и прожилки другой окраски). При мощении дорог (блоки, бордюры, обочины) не следует использовать камни, которые шелушатся и становятся гладкими при эксплуатации (например, базальт, кварцит).

Кроме того, породы должны иметь определенные физические и механические свойства, которые определяются стандартом.

Специальный вид крупноблочного камня — это базальтовые столбы для укрепления дамб, но они разрабатываются весьма

ограниченно и к ним не предъявляется каких-либо особых требований.

Различные генетические типы месторождений строительного камня существенно различаются морфологически. В виде массивов залегают плутонические и некоторые измененные магматогенные породы; иногда какое-либо месторождение в действительности оказывается частью более крупного геологического тела и поэтому генетически, петрографически и в структурном отношении идентично окружающим породам. Для массивов с наиболее благоприятными условиями для блочной разработки на диаграммах трещиноватости выделяются три максимума (трещины Z, Q, S, см. разд. 7.4); массивы с большим числом максимумов на диаграмме целесообразно разрабатывать для получения молотого наполнителя, а массивы с малым числом максимумов — для получения блочного камня.

Месторождения, имеющие форму даек или силлов, моложе вмещающих пород и отличаются от них по генезису, петрографии и строению.

Породы, образующиеся при подводном и наземном вулканизме, слагают лавовые покровы, потоки и купола. Они моложе подстилающих пород, древнее перекрывающих отложений и отличаются от вмещающих пород в генетическом, петрографическом и структурном отношении.

Пластовые месторождения бывают осадочными и осадочно-метаморфизованными; месторождение такого типа представляет собой компонент осадочного цикла, но отличается обычно в петрографическом отношении от перекрывающих и подстилающих пород. Оно образуется после подстилающих пород и является более древним, чем перекрывающие породы, с которыми оно обычно залегают согласно.

Месторождения строительного камня повсеместно выходят на земную поверхность, обнажаясь в результате денудации; их площадь ограничена природными факторами (геоморфологическими, геологическими, гидрогеологическими) и факторами, связанными с разработкой (качество, защита поверхностных или подземных объектов).

Стоимость камня, используемого в строительстве, определяется в основном потребляемой энергией и транспортными расходами. На производство 1 т молотого камня из амфиболитов расходуется 22—30 кВт; если дроблению на той же мельнице подвергаются доломиты, то выход продукции в три раза больше, а расход энергии в 100 раз меньше. Стоимость наполнителя на месте потребления может в 50 раз превышать его стоимость на месте добычи. При

отсутствии подходящего наполнителя в районе строительства целесообразным может оказаться импорт камня. Транспортировка молотого наполнителя считается экономичной на расстоянии до 50 км. Однако маловероятно, чтобы на расстоянии 50 км от карьера потреблялось более 1 млн. т наполнителя в год*. Поэтому фабрики с ежегодной производительностью более 1 млн. т считаются нерентабельными, если поблизости не сооружается автомагистраль (около 6600 т наполнителя требуется на 1 км шестирядной автострады и 6000 т на 1 км четырехрядного асфальтового шоссе). Передвижные дробильные и погрузочные установки с производительностью 700 т молотого наполнителя в час оказываются эффективными. Продажная цена молотого камня в мире на 40—50% выше цены природного наполнителя (песчано-гравийной смеси).

* Советский Союз в своей европейской части и в ряде мест Азии (например, Тюменская область) лишен местных источников дробленого камня (щебня), поэтому у нас строятся очень большие карьеры по добыче щебня, базирующиеся на фундаменте платформы, с выпуском 7—10 млн. м³ щебня. — *Прим. ред.*

Нетрадиционные, перспективные и потенциальные виды неметаллических полезных ископаемых и их заменители

С ростом потребности в сырьевых ресурсах при расширении технологических возможностей запасы некоторых видов сырья значительно истощились, а запасы других будут скоро исчерпаны; именно поэтому человечество будет все усиленнее извлекать выгоду из тех видов сырья, которые в наши дни считаются экономически невыгодными. К этим видам можно отнести виды сырья, считавшиеся нетрадиционными, но перспективными в связи с предполагаемым усовершенствованием технологии обогащения и обработки полезных ископаемых.

М. Краутер. Вступительное слово на Симпозиуме по новым видам минерального сырья, Карлови-Вари, 1981

Группа нетрадиционных неметаллических полезных ископаемых объединяет минералы и горные породы, которые в настоящее время не всегда используются. К ним относятся, например: полевошпатовый гравий и песок, пригодные для керамического производства, в том числе глазури; кристаллические кварциты и смеси различных кварцитов для производства силикатных огнеупоров; натриевый полевошпат для глазури; глинистые породы, вмещающие угольные пласты и обожженные при самопроизвольном возгорании угля, в качестве наполнителя; песчаные и алевритовые отходы после отмывки каолина, используемые в стекольной и строительной промышленности; каолинизированные полевошпатовые породы, пригодные в качестве ингредиентов материала для санитарной керамики; спонголиты, применяемые в пуццолановом цементе в качестве сиаллитных корректирующих добавок к цементной шихте и к материалу для производства минеральных волокон и синтетического волластонита; каолинизированный сланец для фаянса; смешанослойные глинистые минералы, используемые для ускорения спекания керамических изделий; тяжелые минералы полевошпатовых гравия и песка и каолина крупных фракций как источники редких земель; кварцевые гальки для производства ферросилиция; мергели,

используемые в качестве сырья для получения минеральных волокон, гидравлической извести ($> 60\%$ CaCO_3 в сырье), пористого бетона, облицовочных плиток, в качестве заменителя металлургического шлака в смешанных цементах и для десульфуризации дымовых отходов; филлиты и сланцы, которые могут быть использованы в качестве наполнителя в инсектицидах, красках, резине, пластмассах, смолах и для глазурования низкоспекающихся материалов; алевролиты для производства кирпича; серицитовые сланцы для стекольного производства; фениты (щелочные метасоматиты) для керамики; серпентиниты для защиты от радиации; рудничные воды как источники I, Br, Sr и Mg; бурые шламы после получения Al_2O_3 в качестве футеровки металлургических печей; гипсовые отходы химической промышленности как строительный материал. В ряде стран некоторые исходные материалы, входящие в эту группу, получают искусственно, например волластонит, который применяется в производстве керамических плиток с низкой усадкой и других керамических изделий, которые легко пилятся и сверлятся. Волластонит используется также в качестве заменителя асбеста в прокладках двигателей внутреннего сгорания, для производства абразивов, красок, минеральных волокон, изоляторных щитов, фарфора с температурой обжига $960\text{--}1080^\circ\text{C}$ (50% -ная экономия энергии по сравнению с производством обычного фарфора) и абразивного порошка для помолы красителей и эмалей.

К перспективным видам сырья относятся такие виды, которые при ожидаемом прогрессе в технологии могут быть использованы уже в конце текущего столетия (прогнозируемые достижения в обогащении и использовании полезных ископаемых до 2000 г. публикуются каждые пять лет (начиная с 1955 г.) Горным бюро США в выпусках Mineral Facts and Problems). Мы опускаем здесь рассмотрение нерентабельных месторождений полезных ископаемых, которые принадлежат к данной группе.

К перспективным полезным ископаемым относятся: небокситовые источники Al_2O_3 и металлического алюминия; каолины с повышенным содержанием Fe_2O_3 ; аргиллизированные вулканыты с Al_2O_3 (до 40%); аргиллиты, горючие глинистые сланцы; полевошпатовый гравий и песок, алунист, полевошпатовые породы рудных месторождений (как источник K и Na); пустые породы угольных месторождений (также в качестве кирпичного сырья); зола и дым энергетических предприятий (для производства аглопорита и кирпича); нефелиновые фонолиты (в качестве флюса, понижающего температуру обжига керамических изделий, и источника K, Na, редких земель и P); алюмосиликатные породы, используемые для

бактериального выщелачивания с целью перевода SiO_2 , Al_2O_3 и других компонентов в растворимые формы. Процесс бактериального выщелачивания включает дробление породы ($< 0,14$ мм), обесшламливание, магнитную сепарацию железистых частиц, выщелачивание с помощью бактерий *Bacillus mucilaginosus* (10^6 — 10^7 бактерий в 1 мл); процесс идет при температуре 28—30 °С; отношение твердой фазы к жидкой — 1:5, время выщелачивания — 9 сут; процесс предусматривает сгущение, отмывку, сорбцию Al_2O_3 на природных цеолитах и регенерацию последних 1%-ным раствором HCl . Полученный таким образом концентрат Al пригоден для производства Al_2O_3 по методу Байера. Бактериальное выщелачивание сходно с природным процессом латеритизации.

Другие перспективные виды сырья — это ангидрит как заменитель гипса, добавляемого в цементный клинкер, для получения быстротвердеющего цемента высокой прочности и ячеистого бетона; магнезит, добавляемый в специальные керамические вещества; фтор, получаемый из фосфатов, а не из флюорита.

Потенциальные виды неметаллического сырья — это нетрадиционные полезные ископаемые мирового значения, большая часть которых может быть использована только при наличии большого количества энергии, например когда станет возможным управление водородной термоядерной реакцией (вероятно, между 2000 и 2050 гг.). Потенциальным видом сырья в этом случае может быть обычная алюмосиликатная порода, например гранодиорит, из которой можно будет получать металлы (из 100 т породы можно будет извлечь 8 т Al , 5 т Fe , 0,54 т Ti , 32 кг Cr , 15 кг V , 3 кг Cu , 1,8 кг Pb и т.д.), или щелочные породы, используемые в качестве источника редких элементов и редких земель; эти породы могут служить материалом для искусственного асбеста; для этих целей могут быть использованы отходы промышленного производства и синтетические материалы.

Заменители полезных ископаемых также называются сырьевыми ресурсами будущего. Только классическое энергетическое сырье — углерод в восстановленном виде — незаменимо [69]. Однако, когда все минеральные полезные ископаемые будут заменены другими, в общем более бедными полезными ископаемыми (что произойдет, примерно, в течение 150 лет), обильная и дешевая энергия позволит обогатить эти заменители в необходимой степени.

Если в будущем снабжение энергией будет достаточным, то запасов многих пород и минералов, как, например, серы в гипсе и морской воде, алюминия в глинах или магния в морской воде, хватит по крайней мере на несколько миллионов лет. Нет никакой

опасности в том, что будут исчерпаны жизненно важные элементы — Н, С, О, N, Ca, P, Cl, K, S, Na, Mg, а также Fe, Si, V, Cr, Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Se и Mo.

Рассмотрим теперь ситуацию с некоторыми металлами, на смену которым пришли материалы, созданные из неметаллических веществ.

Цинковые покрытия на железе могут быть заменены в основном пластмассовыми материалами, а олово консервных банок — стеклом или пластмассами.

Из двенадцати наиболее широко применяемых элементов одиннадцать представляют собой неметаллические материалы или элементы, используемые в виде окислов (только железо почти полностью употребляется в восстановленном состоянии): С, Si, Ca, Na, N, S, O, Cl, H, K, P. В этой группе только С в восстановленной форме (в виде CH_x) и, вероятно, P имеют ограниченные запасы. Указанные 12 элементов составляют 99,4% всех невозобновляемых материалов современного общества; на остальные 0,6% приходится 70 элементов. Среди последних в неограниченном количестве имеются Ag, Ne, Kг и Хе. Общая мировая экономика не может существенно измениться даже при заметном повышении цен на остальные 66 элементов, используемых человеком (главные среди них — Ва, F, В, Sr, редкие земли, I, He, Li, Y, Sc, Br).

Ресурсы огнеупорных окислов Mg и Al неограниченны, а ресурсы окислов Ti и Zr очень велики. Цены на эти виды сырья, вероятно, не увеличатся более чем в два раза по сравнению с современными. Титан используется в основном в производстве красок, которые не являются абсолютно необходимыми для человека.

Из вышесказанного следует, что, за исключением энергетического источника (CH_x), преобладающая часть полезных ископаемых, в том числе руды или их заменители, может быть извлечена из источников, обладающих, по существу, неограниченными запасами.

Это положение противоречит теории неомальтузианства, которая ошибочно оценивает все полезные ископаемые однозначно, независимо от их относительной важности, обилия низкокачественных ресурсов и заменяемости дорогостоящих полезных ископаемых другими видами сырья.

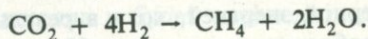
Однако не следует упускать из виду одно драматическое обстоятельство: существует ряд полезных ископаемых, которые используются в небольших количествах, но в отраслях, играющих решающую роль в мировом масштабе; поэтому отсутствие таких видов сырья или критическое повышение цен на них может вызвать экономический кризис во всем мире. Показателен в этом отношении

пример с гелием. Воздух, как известно, является единственным источником этого газа, а для работы сверхпроводящих магнитов, которые необходимы для термоядерной реакции, требуется жидкий гелий; резкое увеличение стоимости последнего может привести к резкому удорожанию энергии. Единственным выходом может быть использование солнечной энергии или реакторов-размножителей. Экономические трудности могут быть вызваны также дефицитом таких элементов, как Ag — в фотографии, W — в производстве инструментов, Pb и Sb — в производстве батарей, Be — в сплавах с медью.

С ростом цен на сырье все в большей степени будет применяться повторная переработка отходов и использованных материалов. Энергия, требуемая для переработки металлолома, составляет малую долю той энергии, которая необходима для получения металлов из руд (для Mg — 1%, Al — 3—4%, Ti — 30%). Выплавка алюминия из металлолома в США с 1973 по 1976 г. увеличилась в три раза.

При замене истощенных запасов богатого сырья бедными полезными ископаемыми потребление энергии возрастает; например, при получении алюминия из глин, а не из бокситов потребление энергии возросло бы на 28%. Поэтому, если, например, цена на ямайские бокситы увеличится, то алюминий в США будут получать из сырья, заменяющего бокситы.

После того как будут исчерпаны запасы нефти и газа (в ближайшие 30—50 лет), а также запасы угля (в ближайшие 100 или более лет), единственными источниками энергии станут реакторы-размножители, ядерное горючее и Солнце. К тому времени уже не будет кокса для выплавки металлов из руд. Он будет заменен водородом, получаемым путем электролиза воды, который также будет служить компонентом аммония для производства минеральных удобрений. Карбонатные породы или битуминозные сланцы могут быть источником углерода для петрохимической промышленности. Углеводороды можно получить из карбонатов согласно реакции



Производство пластмасс из углеводородов, полученных таким образом, требует энергии в 2—5 раз больше, чем их производство из природного газа.

Потребление энергии для производства цемента, стекла, керамики и молотого наполнителя существенно не возрастет, но затраты на их перевозку будут увеличиваться по мере того, как близлежащие к местам потребления месторождения будут обрабатываться.

Источники главных элементов для химической промышленности — N, O, Na, Cl, S, P и K — по-видимому, неисчерпаемы, за исключением источника P.

При условии, что через 150 лет в сельском хозяйстве будет использоваться исключительно опресненная морская вода, потребление энергии значительно возрастет. Если в настоящее время потребление энергии на одного человека составляет 1,5 кВт, то в будущем оно возрастет в 5 раз (7,5 кВт). Это означает, что примерно в 2015 г. 10 млрд. жителей Земли будут потреблять в 12 раз больше энергии по сравнению с современным уровнем. Однако это количество энергии составляет всего 0,1% солнечной энергии, поглощаемой Землей и отражаемой ею в мировое пространство. Современный уровень знаний не позволяет точно предсказать воздействие такого огромного количества энергии на климат планеты. Средняя температура поверхности Земли повысится примерно на 0,1 °C. Если бы вся эта энергия производилась в атомных реакторах при расщеплении атомов, то необходимо было бы построить 1500 реакторов в течение 100 лет. Поскольку срок службы реакторов составляет в среднем 30 лет, еженедельно требовалось бы вводить 10 новых реакторов.

Такое массовое применение ядерных реакторов создало бы серьезные проблемы, связанные с загрязнением окружающей среды, как и в случае обогащения бедных руд. Однако, поскольку запасы угля истощаются, вредное воздействие углеработок также сокращается. Горные работы в наши дни наносят особенно большой ущерб, так как добыча 1 т угля сопровождается складированием 8 т пустой породы при условии, что 50% угля добывается открытым способом и 50% — в подземных выработках. В результате уменьшится загрязнение среды, поскольку, если будут использоваться бедные руды, доля отходов при производстве энергии и металлов снизится в США с 30 т на душу населения (в наши дни) до 5 т. Загрязнение атмосферы, вероятно, также уменьшится, поскольку каустобиолиты, которые при сгорании дают CO₂, CO, и дым, будут заменены ядерной энергией, хотя в результате этой замены возникнут новые проблемы.

В заключение следует отметить, что единственное решение этих проблем заключается в дешевой и «чистой» энергии. Удвоение стоимости энергии за длительный срок не приведет к социальным переворотам, однако внезапное повышение цен в некоторых районах может вызвать серьезные трудности, как это случилось в 1973 г., когда арабскими странами было наложено эмбарго на вывоз нефти. В наше время существует тенденция к монополизации также

добычи железной руды и бокситов. Если будет введена монополия на добычу бокситов, то США организуют производство алюминия из небокситовых источников, что уже было проверено в промышленном масштабе*.

Нерешенным остается вопрос: сможет ли рынок, опирающийся на закон спроса и предложения, выдержать трудный период между современным обилием традиционных источников энергии (даже дорогостоящих) и будущим обилием энергии, получаемой при сгорании и расщеплении атомных ядер? Длительное время экономика рынка не будет препятствовать утилизации бедных руд или заменителей полезных ископаемых, но она, вероятно, бесполезна в период кратковременных технологических изменений, так как цель последних — получение скорейшей прибыли. Эту тенденцию можно наглядно продемонстрировать на современном использовании реакторов-размножителей и обычных реакторов; первые потребляют 1500 т урана в течение 30 лет, а вторые — 5000 т, причем каждый из реакторов имеет мощность 1000 МВт. Однако при использовании реакторов-размножителей наибольшие капиталовложения приходятся на первые годы работы установки. Поэтому промышленность предпочитает сооружение обычных реакторов, так как капиталовложения равномерно распределены на весь срок их службы. Конечно, это недальновидная политика, так как общие затраты получаются значительно больше, нежели при строительстве реакторов-размножителей.

Использование вторичных, отработанных материалов также недостаточно стимулируется политикой рынка.

В разумно устроенном мире слияние экономических мероприятий, осуществляемых правительствами или международным институтом, вероятно, будет неизбежным. С этой точки зрения лозунг «Будь что будет», выдвигаемый некоторыми политиками, представляется довольно устаревшим.

Жизненный уровень людей сегодня определяется главным образом стоимостью энергии и будет определяться ею даже по прошествии 20 или 100 лет. Именно энергия станет решающим фактором в использовании неметаллических полезных ископаемых и обеспечит прогресс человечества в третьем тысячелетии.

* Автор не учитывает, что при комплексной переработке небокситовых видов сырья получение глинозема экономически выгодно и сейчас. Например, Волховский и Пикалевский глиноземные комбинаты получают из нефелина самый дешевый глинозем. — *Прим. ред.*

Минерагенические провинции и эпохи

Линейные параметры процессов минерагенеза варьируют от нанометров до тысяч километров, а во времени формирование месторождений может длиться 3,5 млрд. лет. Эти процессы захватывают по меньшей мере верхнюю мантию, земную кору с атмосферой, гидросферой и биосферой.

Минерагенез — это более общее понятие, нежели металлогенез, но в связи с отсутствием более подходящего термина, чем «металлогения неметаллических полезных ископаемых», он и будет применяться здесь вместо этого длинного и в сущности нелогичного термина.

Региональный минерагенез в том же самом смысле, что и региональный металлогенез, основывается на генетической классификации месторождений и представлениях о развитии орогенов и кратогенов, обусловленном движением литосферных плит, эволюцией их окраин, миграцией и концентрацией элементов в земной коре. Нет ни одного крупного геологического процесса, который не сопровождался бы образованием рудных или других месторождений. Каждая геологическая структура, образуемая в результате некоторого геологического процесса, занимает определенное историческое положение в орогене и кратогене. С этими структурами пространственно связаны специфические месторождения ряда полезных ископаемых. Такие месторождения со сходным генезисом и близкой историей составляют минерагенические районы, которые подразделяются соответственно их размерам, а также пространственному и хронологическому положению. Они связаны с образованием геосинклиналей, с их развитием, складчатостью и сопутствующим вулканизмом, а также с происхождением кратогенов, их консолидацией, регенерацией и разрушением под воздействием экзогенных агентов. Минерагенической эпохой называется промежуток времени между началом и концом образования ассоциации полезных ископаемых.

В количественном отношении классификация элементов минерагенических районов может проводиться в 1) глобальном, 2) межконтинентальном, 3) субконтинентальном, 4) региональном и 5) локальном масштабах, а размеры районов могут варьировать от многих тысяч километров до нескольких сот метров:

1) глобальные мегапровинции, например серная мегапровинция Кордильеры — Восточная Азия, Альпийская фосфоритовая мегапровинция (от Марокко до Ирака);

2) континентальные провинции, например Северо-Американская серная, Северо-Американская фосфоритовая (формация Фосфория, формация Монтерей, Миссисипская в Юте и на Аляске), а также полициклическая графитовая (докембрийские минеротекты) и флюорит-баритовая (поздневарисский, поздне- и раннеальпийский минеротекты) Чешского массива; Средиземноморская провинция (зона) бокситовых месторождений; Альпийско-Карпатская (Штирийско-Гермеридская) магнезитовая провинция (зона);

3) субконтинентальные субпровинции, например серо- и эвапоритсодержащая субпровинция побережья Мексиканского залива и западного Техаса, Южно-Африканская и Западно-Канадская асбестовые субпровинции; Южно-Африканская алмазонасная кимберлитовая субпровинция; каолиновая субпровинция юго-востока США;

4) региональные минерагенические зоны и районы, например, район серных месторождений в кепроках соляных диапиров побережья Мексиканского залива, Молданубская зона (с графитом и известняком); каолиновый район Корнуолл;

5) местные минерагенические районы, например районы серных месторождений в кепроках соляных диапиров Гранд-Экайлле; район цементкварцитов Северо-Чешского бассейна; Южно-Чешский район гравийных и песчаных отложений.

Геофизические методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых

Геофизика — ключ к познанию залежей полезных ископаемых, обязанных своей концентрацией геохимическим процессам, а формой — геологическим условиям.

11.1. ВВЕДЕНИЕ

Определение границ геологических тел по их физическим свойствам проводится геофизическими методами, которые являются важной составной частью общей современной методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых (Грюнторад, см. [110]).

Геофизические методы разделяются на геоэлектрические (измерение естественных и наведенных электрических полей в горных породах), магнитные (использование различия в магнитной восприимчивости горных пород), сейсмические (определение мощности и глубины залегания пород путем измерения скорости распространения сейсмических волн), гравиметрические (использование различия в плотности горных пород), ядерные (определение естественной и искусственно наведенной радиоактивности пород) и методы каротажа (т.е. все перечисленные методы, проводимые в буровых скважинах).

Кроме того, значительный прогресс в конструировании новых приборов ведет к развитию новых методов, основанных на использовании других физических свойств горных пород, например пьезоэффекта, т.е. возникновения электрического заряда на поверхности кварца, сфалерита, турмалина и других минералов при сжатии, который измеряется с помощью сейсмоэлектрических приборов. Эти приборы используются при непосредственных поисках кварцевых жил или других полезных ископаемых, содержащих кварц, обладающий наиболее ярко выраженными пьезоэлектрическими свойствами среди всех пьезоэлектрических минералов. В основе нового электромагнитного метода СДВ—сверхдлинных волн (VLW — very long waves) лежит использование сигналов длинноволновых радиопередатчиков. Метод особенно подходит для выявления тонких проводников, например зон разломов.

При поисках неметаллических полезных ископаемых геофизика применяется обычно для решения следующих задач: определения границ горных пород, направления тектонических зон, закарстованности известняков, определения мощности и масштабов распространения перекрывающих пород, а в карьерах для оконтуривания благоприятных для добычи блоков декоративных камней и картирования даек, которые либо связаны с полезным ископаемым, либо, наоборот, являются нежелательными при его разработке.

Геофизика эффективна при определении места заложения буровых скважин, канав и шурфов, для уточнения геологических карт, планирования методов разработки и при решении других геологоразведочных задач. В сравнении с традиционными геологоразведочными методами, использующими бурение и проходку горных выработок, геофизические методы выигрышны тем, что дают информацию сразу по значительной площади, требуют меньше времени и практически не нуждаются в затратах тяжелого физического труда. Поскольку количество необходимых геологоразведочных выработок сокращается, меньше вреда приносится окружающей среде. Геофизика полезна не только в геологической разведке, но с успехом применяется (как неdestructивный метод) для планирования процесса разработки в карьерах, определения оставшихся запасов и т.д.

Кроме того, геофизику используют при поисках сырья для производства цемента и извести (известняки и доломиты), изверженных пород (гранит, диабаз, базальт), метаморфических пород (гнейс, слюдястый сланец, амфиболит) и осадочных пород (песок, суглинки, диатомит, гравийно-песчаная смесь, травертин) и других пород и минералов, таких, как флюорит, пегматит, графит, кварц, пирит и каменная соль.

Косвенно геофизические методы способствуют поискам асбеста, алмазов или слюд. В северной Чехии, например, магнитометрия, электропрофилирование и малоуглубинная сейсмика применяются для определения масштабов распространения и мощности осадков, содержащих гранаты.

Для выбора наиболее подходящего геофизического метода перед началом полевых работ должны быть определены физические свойства горных пород. Измерения электрических свойств обычно проводят электроразведкой непосредственно в буровых скважинах, обнажениях и, реже, в лабораториях. Электросвойства, однако, меняются в зависимости от обводненности пород, влажность должна быть постоянной во время всей серии измерений. Надежно измеряются электрические свойства пород на местности с по-

мощью каротажа скважин. Магнитные, упругие, плотностные свойства и радиоактивность измеряются преимущественно в лаборатории. Успешно геофизические методы можно использовать только тогда, когда физические свойства полезных пород или минералов отличаются от свойств вмещающих их пород.

Геофизические измерения в поле обычно проводят по профилям, ориентированным под прямым углом к известному или предполагаемому направлению структур. В зависимости от поисковых задач профили располагают через 100, 50, 25 или 10 м, а измерения в профиле делают через 20, 10, 5 или 2 м. Результаты измерений представляют в виде графиков или изолиний. В некоторых случаях составляют геофизические разрезы или корреляционные схемы. Окончательный масштаб геофизических карт должен быть идентичен масштабу карт геологических, это облегчает их интерпретацию. То же касается и разрезов.

При подготовке программы геологоразведочных работ важна определенная последовательность: геофизические работы должны производиться после геолого-технологической оценки местности, но до начала технических работ. Соблюдая эту последовательность, можно быстро получить информацию для разработки дальнейшей методики исследования месторождения. В сложных геологических условиях, при сильной тектонической нарушенности и изменчивой мощности перекрывающих пород, информативность геофизических исследований выше, чем даже при очень плотной геологоразведочной сети скважин и шурфов.

11.2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

ГЕОЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА предназначена для определения естественных или искусственных электрических полей постоянного или переменного тока. Она основана на различии пород или минералов по их электрическому сопротивлению. Преимущество методов — в скорости измерений и обработки результатов, а также в возможности получения большого объема информации. В методе электропрофилирования обычно используют модификации симметричного профилирования, комбинации электропрофилирования с вертикальным электродондированием (ВЭЗ). Для решения особых задач применяют электромагнитные методы (ЭМ) и методы самопроизвольной поляризации (ПС).

Удельное сопротивление зависит от минерального состава пород, их структуры и текстуры, количества содержащейся в них воды и степени ее минерализации, температуры и давления. Спро-

тивление водонасыщенной породы существенно ниже, чем породы, насыщенной воздухом. Изверженные породы большей частью обладают более высоким удельным сопротивлением, чем осадочные и метаморфические породы.

Удельное сопротивление некоторых пород и минералов (в Ом · м):

Гранит, габбро, базальт	$10^3 - 10^5$
Гнейс, слюдястый сланец	$10^2 - 10^4$
Известняк	$10^3 - 10^4$
Кварцит	$10^3 - 10^5$
Песчаник	$10 - 10^3$
Графит	$10^{-5} - 10^{-4}$
Пирит	$10^{-4} - 10^6$
Кальцит	$10^8 - 10^{10}$
Слюда	$10^{15} - 10^{16}$
Кварц	$10^{12} - 10^{14}$
Полевой шпат	$10^8 - 10^{12}$

При измерении сопротивления электрический ток поступает в землю через несущие электроды (А, В), а разность потенциалов снимается измерительными электродами (М, N). Это так называемый четырехточечный ряд. В зависимости от относительного расположения электродов АМNB различают расположения Веннера при $MN = 1/3 AB$ и Шлюмбергера при $AM = NB$ и больше чем MN.

Измерения делаются в условиях неоднородной среды, в которой породы рыхлого чехла, коренные породы или отдельные пласты пород обладают разными удельными сопротивлениями. На получаемый результат оказывают влияние свойства всех пород, через которые проходит ток, и мы получаем сопротивление z вместо истинного сопротивления:

$$z = K \cdot \frac{U}{I},$$

где I — измеренное значение силы электрического тока в цепи АВ, U — разность потенциалов между электродами М и N, а K — константа, зависящая от пространственного расположения электродов.

Электропрофилирование применяется в поисках и разведке неметаллических полезных ископаемых, в геологическом картировании для определения границ горных пород, мощности перекрывающих пластов, для исследования карста в известняках, трещиноватости пород, а также в разведке кирпичных глин, каолинов, песка и гра-
вия.

При комбинированном профилировании на расстоянии больше 5 АВ/2 располагают еще один токонесущий электрод (С). В каждой точке измеряются соотношения АМНС и СМNB, т.е. получают две измеренные величины. Особенно благоприятно комбинированное электропрофилирование при геологическом картировании и поисках проводников малой мощности.

При вертикальном электрическом зондировании (ВЭЗ) обычно используется система расположения электродов Шлюмбергера. Глубинность зондирования увеличивается с ростом расстояния между токонесущими электродами АВ. Наблюдаемое удельное сопротивление меняется в зависимости от вариаций электрического сопротивления слоев горных пород. Измеренные значения изображают графически в логарифмическом масштабе с модулем 6,25 см. По одной из осей откладывается z , а по другой — АВ/2.

Полученные кривые сравнивают с теоретическими кривыми, рассчитанными для различных отношений «удельное сопротивление/мощность». При разведке неметаллических полезных ископаемых метод ВЭЗ чаще всего применяется для определения мощности кровли рыхлых отложений, а также мощностей слоев песчано-глинистых, песчаных и глинистых отложений.

Электромагнитный метод СДВ используется главным образом в определении местоположения разломов и тектонических нарушений. При этом используются сигналы длинноволновых радиопередатчиков.

В методе самопроизвольной поляризации (ПС) используют естественное электрическое поле над геологическим телом, содержащим проводящие минералы. Электрическое поле может возникать только при глубине залегания тела не более 60 м и окислительной обстановке в верхней части тела. Метод применяют при поисках графитовых месторождений и геологическом картировании.

МАГНИТОРАЗВЕДКА. Метод основан на различии в магнитной восприимчивости горных пород и минералов. Более высокой магнитной восприимчивостью обладают породы, содержащие магнитные минералы, и их можно оконтурить с помощью магниторазведки.

Магнитная восприимчивость некоторых характерных пород ($\times 10^{-6}$ единиц в системе СИ):

Пегматиты, глины, песчаники, известняки	0 — 400
Граниты, гнейсы, филлиты	100 —
Базальты, серпентиниты, габбро	5000
	4000 —
	50 000

Эта величина может сильно меняться в зависимости от концентрации ферромагнитных минералов. Следовательно, магнитные свойства исследуемых пород должны быть установлены до начала полевых работ. Измеряется либо суммарный вектор магнитного поля Земли T , либо вертикальная составляющая Z этого суммарного вектора. Единицей измерения магнитного поля Земли в системе СИ является 1 тесла = 1 вебер/м² = 10⁴ гаусс = 10⁹ гамм; 1 гамма (γ) = 1 нанотесла (нТ).

Вертикальная компонента Z или горизонтальная напряженность H измеряется с помощью магнитных весов, а суммарная напряженность магнитного поля Земли — с помощью протонного магнитометра. Каждое суточное измерение корректируется на изменения магнитного поля в течение измерения (суточные вариации) и на смещение инструмента. В дальнейшем обработка материалов идет с использованием величин Z или T .

При поисках промышленно-ценных пород и минералов магнито-разведка имеет особое значение для картирования интрузивных пород основного состава, обладающих заметно повышенными магнитными аномалиями (габбро, базальт, диабаз, порфирит). В пределах полей развития магнитных пород можно оконтурить немагнитные породы, например пегматитовые дайки в габбро.

СЕЙСМОРАЗВЕДКА. Метод основан на прослеживании распространения упругих волн через толщу горных пород. Генерированные ударом или взрывом сейсмические волны распространяются во всех направлениях. Прямые волны распространяются вдоль земной поверхности, а при отражении прямой волны от границы между горными породами с различными скоростями прохождения упругих волн возникают отраженные волны. Преломленные волны образуются на границе между слоем с более высокой скоростью распространения волн и вышележащим слоем с более низкой скоростью распространения волн. В монолитных породах скорость распространения волн выше, чем в трещиноватых выветрелых пористых породах и рыхлых осадках.

Скорость распространения фронта сейсмической волны для некоторых пород (в м/с):

Изверженные породы	5000 — 7000
Метаморфические породы	4000 — 6000
Песчаники	1500 — 4500
Известняки	3000 — 6000
Глины	1500 — 3000
Пески	400 — 1500
Суглинки	300 — 1000

Применение сейсмического метода в разведке неметаллических полезных ископаемых быстро расширяется параллельно с развитием приборостроения — выпуском достаточно легких приборов, которые обеспечивают информацию до глубины 100 м.

Сейморазведка эффективна в определении мощности перекрывающих пород, при разведке месторождений песка и суглинка, а также месторождений штучного камня.

Гравиметрия изучает поле тяжести Земли на или около поверхности. Эти исследования дают представление о форме и размерах Земли, распределении в земной коре вещества с различной плотностью (особенно для самых верхних частей коры). Гравитационное влияние тела (гранитного массива, комплекса осадочных пород, зоны дробления) прямо пропорционально его плотности. Соответственно гравитационное влияние различных пород будет неодинаковым из-за их разной плотности. Плотность зависит от минерального состава пород и химического состава породообразующих минералов, от текстуры и структуры пород, от степени диагенеза или метаморфизма.

Плотность некоторых характерных пород составляет (в г/см^3):

Габбро	2,90 — 2,95
Гранит	2,50 — 2,68
Базальт	2,85 — 3,0
Гнейс	2,64 — 2,74
Известняк	2,52 — 2,70
Песчаник	2,00 — 2,58

Породы, на которые воздействовали тектонические или экзогенные процессы, имеют меньшую плотность, чем неизменные породы.

Гравиметрические измерения сейчас ведутся почти исключительно с помощью гравиметров, при этом определяется ускорение силы тяжести g . Ускорение измеряется в м/с^2 , но на практике используется мкм/с^2 ($1 \text{ мкм/с}^2 = 10^{-6} \text{ м/с}^2$). Первоначально в качестве единицы измерения служил 1 миллигал ($= 10^{-5} \text{ м/с}^2$).

Величина ускорения силы тяжести включает в себя эффект действия всей массы Земли. Для подтверждения эффекта неравномерного распределения масс пользуются гравитационными аномалиями. Их определяют как разницу между измеренным ускорением силы тяжести и его теоретическим значением. Для геологических интерпретаций обычно используется аномалия Буге. По результатам гравиметрических измерений составляют карты аномалий Буге.

В значение аномалий Буге входит влияние крупных глубокозалегающих тел и влияние мелких близповерхностных аномальных

масс, которые обычно являются объектом геологических изысканий. Снимая проявление крупных глубинных масс, мы можем сделать более явным проявление мелких близповерхностных масс.

Гравиметрия успешно применяется при разведке нефтяных и угольных месторождений, поисках соляных структур, разведке флюорит-баритовых месторождений, картировании разломов и зон трещиноватости и поисках зон выветривания или пустот (например, при разведке месторождений известняков).

ЯДЕРНЫЕ МЕТОДЫ. На базе общих физических принципов ядерные методы подразделяются на методы измерения естественной активности и методы измерения активации исследуемых материалов.

Первая группа включает измерения общей альфа- и гамма-активности, измерение эманаций; альфа-спектрометрию; измерение бета-излучения; сочетание измерений бета- и альфа-излучений и гамма-спектрометрию.

Вторая группа методов использует воздействие искусственного бета-, гамма- или нейтронного облучения горных пород и определения их свойств путем измерения наведенной радиации. Сюда входят методы отраженного бета-излучения и гамма-нейтронного резонанса, а также рентгенофлуоресцентный, нейтрон-нейтронный, гамма-нейтронный и импульсно-нейтронный методы.

К этой же группе относятся методы активации образцов ядерными частицами или гамма-квантами и измерения наведенной активности. Радиоактивный элемент и соответствующий первичный элемент могут быть идентифицированы путем количественной оценки ядерного излучения. Количественной оценкой устанавливается содержание исследуемого элемента в излучающей породе. Эти методы представлены нейтронно-активационным и гамма-активационным анализом. Ядерные методы используются при поисках радиоактивного сырья и урансодержащих фосфатов, исследовании геологических структур, картировании горных пород с повышенной концентрацией радиоактивных минералов, при каротаже и лабораторном анализе.

МЕТОДЫ КАРОТАЖА. Эти, по существу, геофизические методы применяют для измерения физических свойств горных пород в буровых скважинах. Методы каротажа называют по тем физическим свойствам, на измерение которых они направлены (электрический, магнитный и т.д.). В каротажную группу методов включаются и работы по исследованию технического состояния скважин: отклонение оси, высота цементации, наклон слоев, точка притока воды.

Методы каротажа помогают в определении глубины залегания

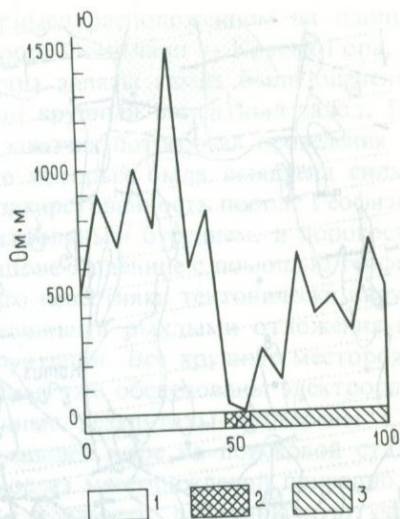
и мощности встреченных при бурении пород. Трещиноватость и пористость определяют, измеряя потенциал самопроизвольной поляризации и акустическим методом. Степень закарстованности и трещиноватости известняков определяется электрокаротажем. Исследование литологии пород ведется с помощью методов естественного и наведенного излучения и электрокаротажем.

11.3. ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ В ЧЕХОСЛОВАКИИ

СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА ЦЕМЕНТА И ИЗВЕСТИ. Разведка известняков показала что карст и тектоническая нарушенность, которые не могут быть точно определены с помощью бурения и горных выработок, являются серьезной проблемой. Термин «карст» в производственном смысле означает наличие полостей и различных трещин, как пустых, так и заполненных глинистыми и песчанистыми осадками. Известняки обычно имеют кажущееся удельное сопротивление на один порядок выше, чем окружающие породы или остаточный материал и песчанисто-глинистый материал заполнения карстовых полостей. Кажущееся удельное сопротивление известняков колеблется от 1000 до 10 000 Ом·м, материала заполнения пустот — от 50 до 250 Ом·м, а раздробленных известняков и обломков — 400—900 Ом·м. Следовательно, метод электроразведки позволяет определить масштабы закарстованности, тектонической нарушенности, размеры и мощность толщи перекрывающих пород. Так, на месторождении девонских известняков Конепруси детальная разведка бурением не выявила широкого развития карста и тектонической нарушенности, которые были установлены после вскрытия месторождения карьером. В дальнейшем хороших результатов не дала и сеть буровых скважин, пробуренных по сетке 20 × 20 м, что стоило очень дорого и потребовало больших затрат времени. Эта проблема была решена только с помощью электроразведки, проведенной в 1961—1965 гг.

Карст в известняках Конепруси развивался по трещинам северо-западного, северо-восточного и меридионального простирания. Ориентировка карстовых полостей оказалась незакономерной, они развиты вдоль трещин и поверхностей напластования. Опытным путем было доказано, что электроразведка пригодна для картирования степени закарстованности и определения тектонической нарушенности.

РИС. 80. Кривая кажущегося удельного сопротивления (Андрес). 1 — плотный известняк; 2 — карстовая пещера с глинистым заполнением; 3 — трещиноватый известняк.



На рис. 80 приведена характерная кривая симметричного электропрофилирования (AM 44 м, MN 4 м) на месторождении Чертовшиходи в девонской толще Конепруси. Закарстованность является причиной заметного уменьшения удельного сопротивления до 50—100 Ом·м. Слабонарушенные известняки с рыхлой покрывкой мощностью менее 1 м дают величины 800—1500 Ом·м. Площадь месторождения была с большой детальностью исследована по профилям, отстоящим друг от друга на 50, 25 и 12,5 м. Путем измерения удельных электросопротивлений закарстованность известняков была определена с высокой точностью, были закартированы карстовые воронки и карстовые дислокации, что дало возможность для оптимального вскрытия рабочих уступов. При дальнейшей разведке лишь небольшое число буровых скважин и канав было задано для проверки данных электроразведки и отбора проб для технологических испытаний. На рис. 81 показана сеть буровых скважин с 20-метровым интервалом, пройденных в юго-восточной части месторождения до того, как были проведены геофизические исследования. На этой же карте для сравнения показана сеть буровых скважин в северо-западной части месторождения, пробуренных после того, как были получены геофизические данные. Канавы были заданы только для проверки поверхности карста, закартированного электроразведкой. После обработки полученных данных стало возможным выделение естественных блоков работных блоков контролируемых предшествующих геологоразведочных работ.

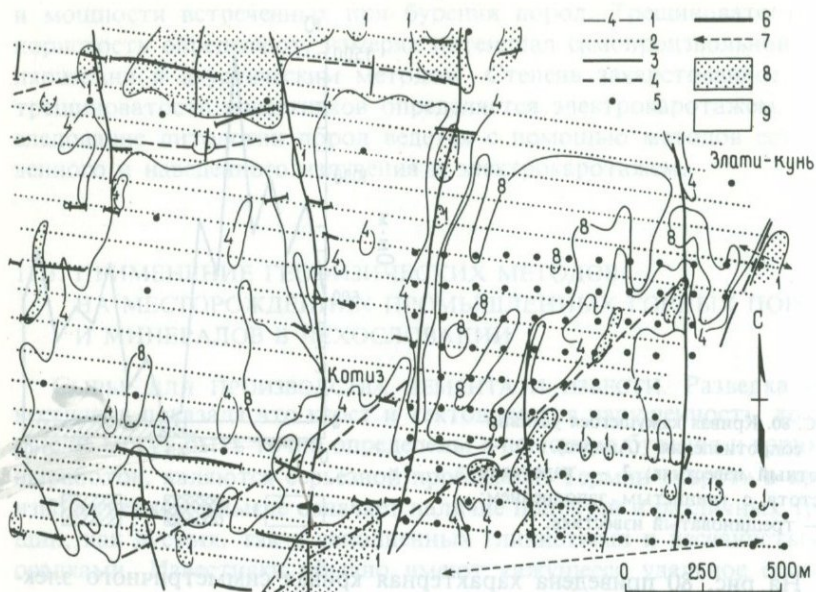


РИС. 81. Известняки, Чертови-шоди, Чехия. Данные электроразведки и сеть буровых скважин (Андрес). 1 — изолиния 2000 Ом·м; 2 — геофизический профиль; 3 — тектонические нарушения субмеридионального простирания; 4 — тектонические нарушения ВСВ и субширотного простирания; 5 — буровые скважины; 6 — каналы; 7 — уступ карьера с фотодокументацией; 8 — закарстованный известняк; 9 — ненарушенный известняк.

вались только местом заложения буровых скважин. Закартированные блоки ограничены трещинами отдельности известняка и тектоническими линиями, трассируемыми песчано-глинистыми осадками, заполняющими карстовые полости. Карта изолиний кажущихся удельных сопротивлений, представленная на рис. 82 (АВ 44 м, МN 4 м), дает картину площадного распространения карста в известняках и тектоники, определяющей масштабы карстовых явлений. Интерпретация геофизических данных показывает, что месторождение нарушено тремя системами трещин (см. выше). Наиболее густо развиты субмеридиональные трещины, сопровождаемые сильной трещиноватостью и широким развитием карстовых воронок, которые ясно различаются на карте удельных сопротивлений. Карстовые воронки проявляются как овальные эллиптические аномалии с отчетливо пониженным удельным сопротивлением.

Полученный на девонских месторождениях известняков Центральной Чехии опыт был с успехом применен на других месторож-

дениях. В районе Скоупи, например расположенном на площади развития метаморфических пород Седльчани — Красна-Гора, по результатам разведочного бурения запасы камня были оценены в 50 млн. т и был запроектирован крупный цементный завод. Прежде чем начать строительство, заказчик потребовал проведения геофизических работ, в результате которых была выявлена сильная тектоническая нарушенность и закарстованность пород. Геофизические данные подтвердились контрольным бурением, и дорогостоящий проект был отклонен. В районе Лоденице с помощью геофизических работ было выявлено, что известняки тектонически нарушены, закарстованы, покрыты мощными рыхлыми отложениями и непригодны для широкой эксплуатации. Все крупные месторождения известняков Чешского массива уже обследованы электроразведочными методами, а полученные результаты проверены с помощью бурения и канав, по меньшей мере на поисковой стадии. Это позволило определить, какое из месторождений пригодно для разработки на цементное сырье и известь, для добычи штучного камня и других целей.

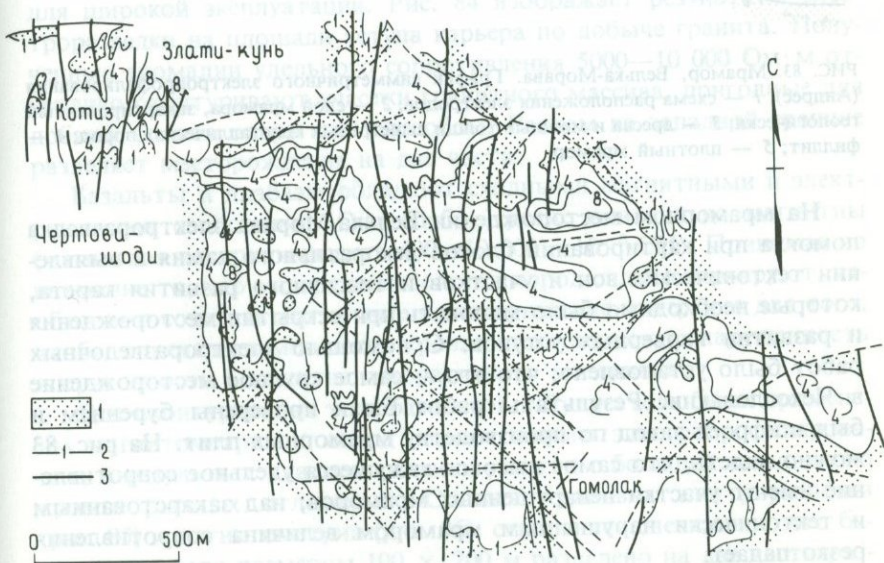


РИС. 82. Известняки, Конепрусы, Чехия. Обзорная карта в изолиниях кажущихся удельных сопротивлений и тектоническая схема (Андрес). 1 — закарстованные известняки; 2 — изолинии кажущихся удельных сопротивлений 1000 Ом·м; 3 — тектонические линии.

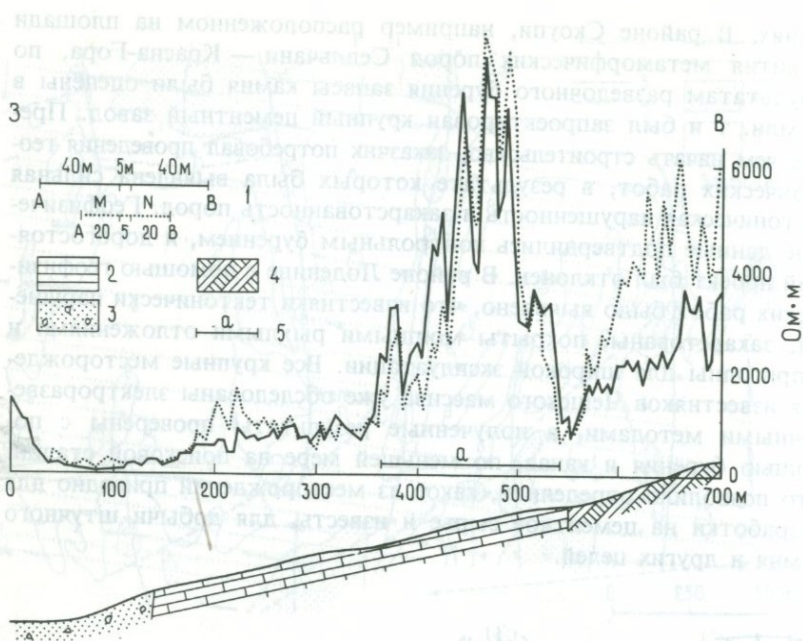


РИС. 83. Мрамор, Велька-Морава. График симметричного электропрофилеирования (Андрес). 1 — схема расположения электродов; 2 — слой мрамора, закартированный геологически; 3 — дрова и мощные толщи выветрелых кристаллических пород; 4 — филлит; 5 — плотный мрамор.

На мраморном месторождении Велька-Морава электроразведка помогла при картировании блоков декоративного камня и выявлении тектонических зон и участков интенсивного развития карста, которые необходимо было миновать при вскрытии месторождения и развитии карьерных уступов. С помощью электроразведочных работ было установлено, что это — самое крупное месторождение в Чехословакии. Результаты работ были проверены бурением и был построен завод по производству мраморных плит. На рис. 83 можно видеть, что самое высокое кажущееся удельное сопротивление имеют участки ненарушенных мраморов; над закарстованным и тектонически нарушенным мрамором величина сопротивления резко падает.

Доломиты имеют такие же физические свойства, как известняки, и к ним применимы те же разведочные методы.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК СТРОИТЕЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ. Гранит, диорит и гранодиорит, представляющие собой дефи-

цитный материал для производства колотого и тесаного камня, обладают идентичными электрическими свойствами. Выветривание этих пород идет неравномерно вследствие развития тектонических нарушений и неоднородности минерального состава, результатом чего является неправильное «карманообразное» выветривание, особенно в граните. Геологическое картирование нарушенных и выветрелых участков представляет собой большую трудность, так как почти всегда эти породы закрыты грубообломочными отложениями и элювием. Кажущееся удельное сопротивление гранитов, диоритов и гранодиоритов колеблется между 1000 и 10 000 Ом·м. Невыветрелые разновидности этих пород характеризуются величинами больше 3000 Ом·м, а элювий и тектонически нарушенные участки этих пород величинами 100—800 Ом·м.

На месторождении в районе Козаровице в Центральном Чешском плутоне было применено симметричное электропрофилирование (AB 45 м, MN 5 м), с помощью которого был оконтурен ненарушенный блок гранита, пригодный для открытой разработки, определена тектоническая линия, ограничивающая месторождение, выявлены участки с относительно мощной вскрышей, непригодные для широкой эксплуатации. Рис. 84 изображает результаты электроразведки на площади уступа карьера по добыче гранита. Полученные аномалии удельного сопротивления 5000—10 000 Ом·м отчетливо оконтуривают участки гранитного массива, пригодные для добычи блоков открытым способом. Разлом на западной границе разделяет месторождение на две части.

Базальты и диабазы обладают сходными магнитными и электрическими свойствами. Они слабо, средне или сильно магнитны (магнитная восприимчивость $400—10\,000 \cdot 10^{-6}$ СИ). Принимая во внимание то, что магнитные свойства пород сильно варьируют, необходимо сочетать магнитные и электрические измерения для того, чтобы определить мощность кровли, тектоническую нарушенность и пригодность в качестве декоративного материала.

Для оконтуривания тела базальтов в Рупрехтове были применены магнитометрия и метод симметричного электропрофилирования, в результате удалось выявить участки с большой мощностью кровли рыхлых отложений. Согласно данным электроразведки (рис. 85) и магнитометрии (рис. 86), становится очевидным, что базальтовое тело размером 100×200 м разделено на две части разломом. Границы этого тела, определенные с помощью геофизики, были проверены с помощью шурфов, а мощность установлена двумя буровыми скважинами, пройденными в участках максимумов геофизических аномалий.

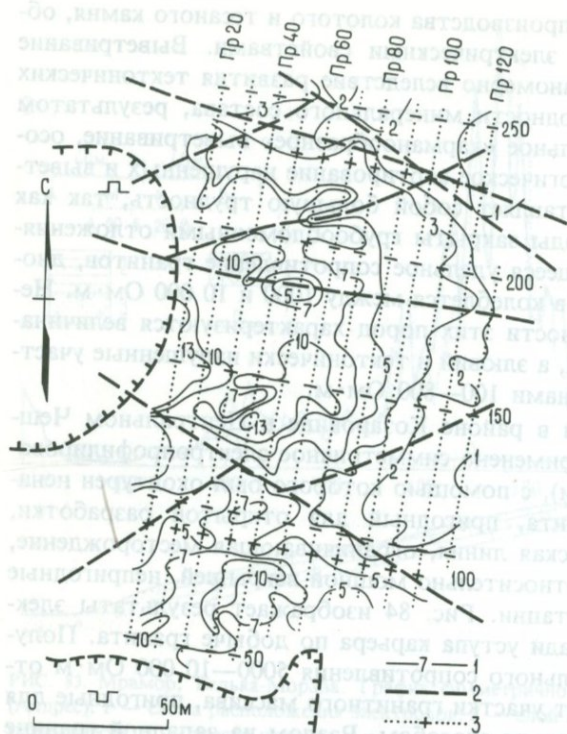


РИС. 84. Гранит, Козаровице, Чехия. Карта изолиний, полученных при симметричном электропрофилеировании (Андрес). Пр — профиль; 1 — изолиния кажущегося удельного сопротивления 7000 Ом·м; 2 — разлом; 3 — геофизический профиль с точками наблюдений.

Гранитный массив Лужице, характеризующийся отсутствием намагниченности, пересечен диабазовыми дайками слабой и средней магнитности. Эти дайки были закартированы с помощью магнитных геофизических методов (рис. 87), поскольку обладают способностью давать положительные магнитные аномалии. Магнито-разведка облегчает выбор мест заложения буровых скважин и канав.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ. Гнейс, слюдястый сланец, амфиболит и филлит обладают идентичными электрическими свойствами, поэтому они объединены в одну группу. Кажущееся удельное сопротивление этих пород варьирует от 500 до 5000 Ом·м в зависимости от степени выветрелости, тектонической нарушенности, мощности перекрывающей толщи, сланцеватости горных пород и содержания в них воды, а также от мощности различных нежелательных прослоев. Напри-

мер, кажущееся удельное сопротивление кварцита уменьшается, если в нем имеются включения кристаллических сланцев. При полевых измерениях породы одинакового минерального состава ведут себя различным образом в разных геологических условиях.

В 1 км к северу от Поциновице близ Горшовски-Тин развиты протерозойские филлитовые сланцы. Морфология местности определяется тем, что более прочные метаморфические породы образуют умеренные возвышения. В карьере близ Поциновице вскрыты мощные пласты амфиболитов с прослоями кристаллических сланцев, роговиков и кварцитов. На рис. 88 приведен профиль вертикальной составляющей магнитного поля и соответствующий геологический разрез, составленный по результатам геофизических измерений по обнажению в непосредственной близости от уступа карьера. На рисунке видно, что амфиболиты дают относительную поло-

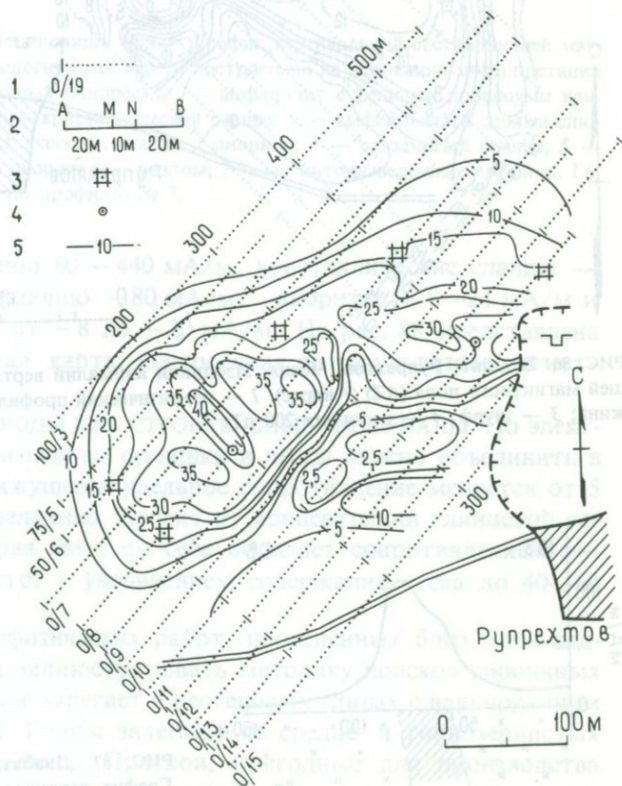


РИС. 85. Базальт, Рупрехтмов, Чехия. Изолинии кажущегося удельного сопротивления (Андрес). 1 — геофизический профиль; 2 — схема расположения электродов; 3 — шурфы; 4 — буровые скважины; 5 — изолиния 100 Ом·м.

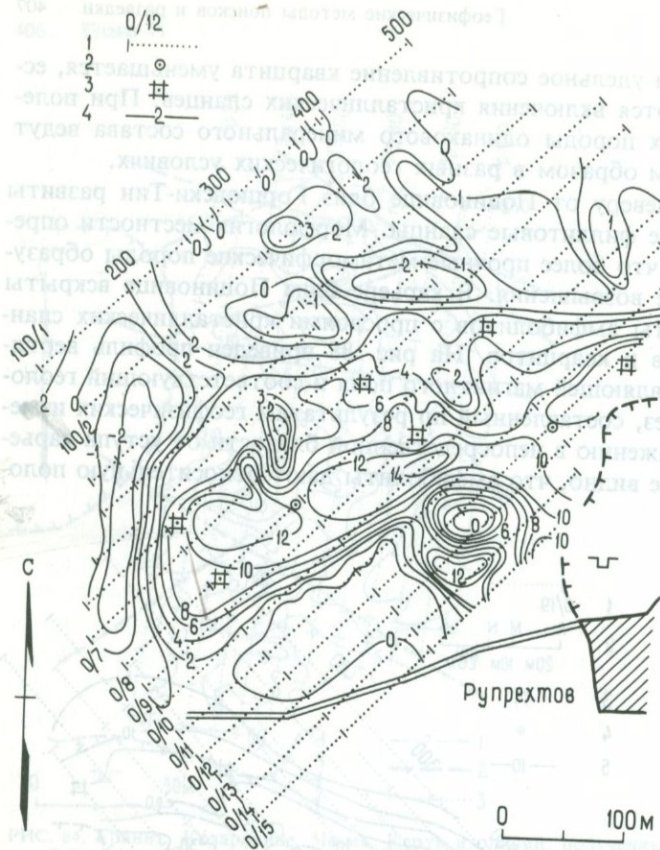


РИС. 86. Базальт, Рупрехтов, Чехия. Изолинии аномалий вертикальной составляющей магнитного поля (ΔZ) (Андрес). 1 — геофизический профиль; 2 — буровая скважина; 3 — шурф; 4 — изолиния 200 нТ.

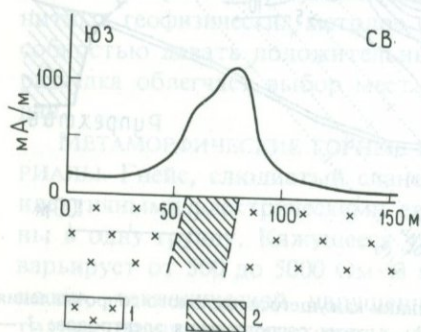


РИС. 87. Диабаз, Шлукнов, Чехия. График вертикальной составляющей магнитного поля (ΔZ) (Андрес). 1 — гранит; 2 — диабаз.

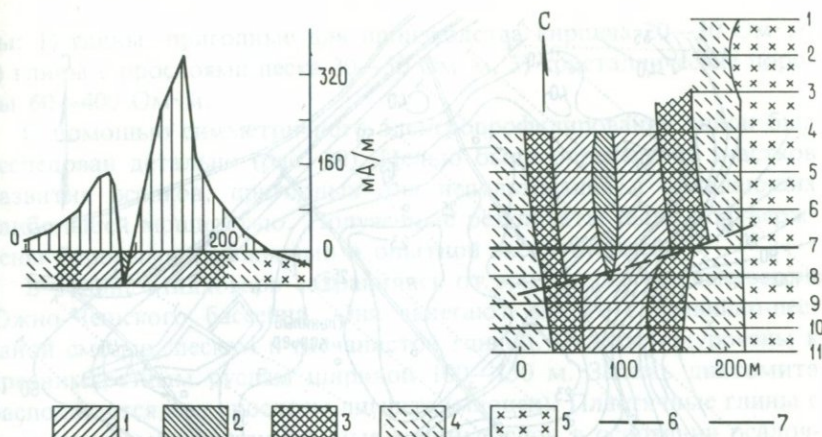


РИС. 88. Амфиболит, Поциновице, Чехия. График вертикальной составляющей магнитного поля (ΔZ) и геологическая карта, построенная на основании интерпретации магниторазведочных данных (Андрес). 1 — амфиболит с редкими прослоями кристаллического сланца; 2 — кристаллический сланец; 3 — амфиболит со слоями слюдястого сланца, кристаллического сланца и диорита; 4 — слюдястый сланец; 5 — биотит-амфиболитовый диорит; 6 — разлом; 7 — магниторазведочные профили. Геологический разрез дан по профилю № 7.

жительную аномалию 80 — 440 мА/м, кристаллические сланцы — отрицательную аномалию — 80 мА/м, диориты — 8—24 мА/м и слюдястые сланцы от — 8 до — 20 мА/м. На рис. 88 представлена также геологическая карта, построенная по результатам магнитных измерений.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАК СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ. По электрическим свойствам глины, суглинки и лёссы можно объединить в одну группу. Их кажущееся удельное сопротивление меняется от 5 до 60 Ом·м. Эта величина зависит от концентрации глинистой составляющей, которая сама по себе обладает сопротивлением 5—30 Ом·м. Оно растёт с увеличением содержания песка до 40—60 Ом·м.

На примере геофизических работ, проведенных близ Тина-над-Влтавой, можно проиллюстрировать методику поисков кирпичных глин. Месторождение залегает в неогеновых глинах с варьирующим содержанием песка. Глины залегают на средне- и тонкозернистых биотитовых парагнейсах. Прослой, пригодные для производства монолитного и тонкостенного кирпича, были закартированы с помощью метода симметричного электропрофилирования. Предварительные измерения (АВ 30 м, МN 10 м) дали следующие результа-

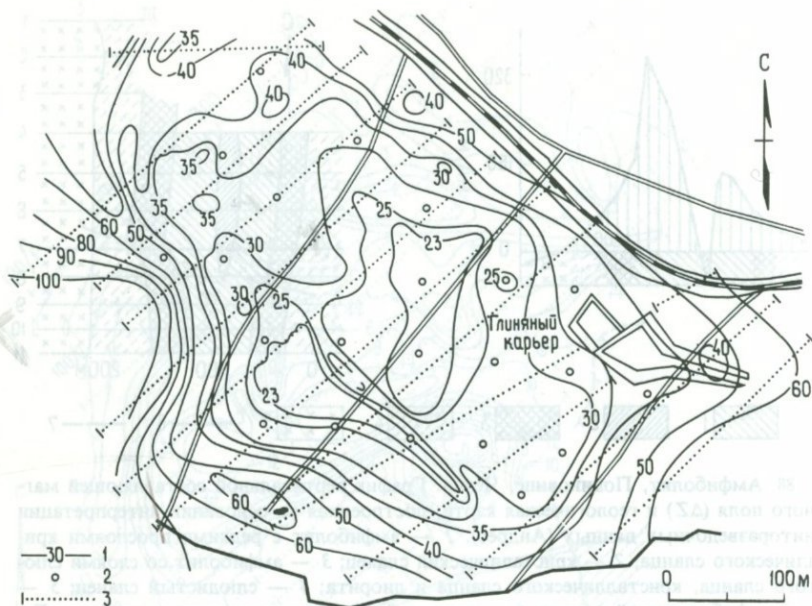


РИС. 89. Глины, Тин-над-Влтавой, Чехия. Изолинии кажущегося удельного сопротивления (Андрес). 1 — изолинии 30 Ом·м; 2 — буровые скважины; 3 — геофизические профили.

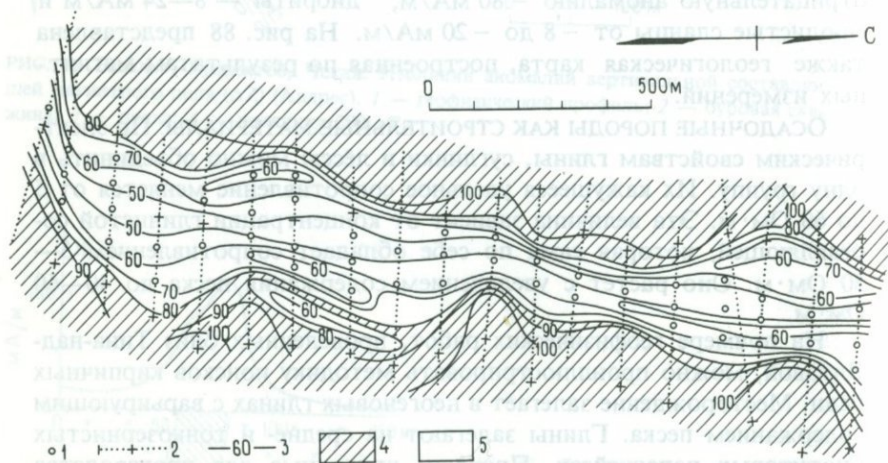


РИС. 90. Диатомовые земли, Милдовари, Чехия. Изолинии кажущегося удельного сопротивления (Андрес). 1 — буровые скважины; 2 — геофизические профили с точками наблюдения; 3 — изолиния 60 Ом·м; 4 — гнейс; 5 — неогеновые осадочные породы.

ты: 1) глины, пригодные для производства кирпича 20—30 Ом·м; 2) глины с прослоями песка 30—50 Ом·м, 3) кристаллические породы 60—400 Ом·м.

С помощью симметричного электропрофилирования район был исследован детально (рис. 89). Целью было определение участков развития осадков, пригодных для использования и обладающих наибольшей мощностью. Полученные результаты были подтверждены буровыми скважинами и опытной эксплуатацией.

В районе Мидловари сохранились от эрозии диатомовые земли Южно-Чешского бассейна. Они залегают вместе с гравийно-песчаной смесью, песком и песчанистой глиной. Осадки приурочены к древним речным руслам шириной 100—150 м. Залежь диатомита располагается над прослоем лигнита (миоцен). Пластичные глины с примесью песка слагают самые мощные слои в основании осадочной толщи и подстилаются в свою очередь выветрелыми в разной степени гнейсами.

Здесь были применены геофизические методы для того, чтобы оконтурить русла и выявить распределение в них осадков. Предварительно были определены следующие величины кажущихся удельных сопротивлений (в Ом·м): гнейсы — 80—100, песчанистые осадки 60—70, диатомиты 40—60.

На основании симметричного электропрофилирования (AB 30 м, MN 10 м) были определены контуры распространения осадков, а участки с сопротивлением 60 Ом·м были проверены бурением. По результатам электроразведки (рис. 90) и бурения была построена карта распространения залежей диатомитов и других осадочных пород.

Одинаковым электросопротивлением, в пределах 100—1000 Ом·м, обладают гравийно-песчаная смесь, гравий и песок. Вариации сопротивлений связаны в основном с примесью глины, которая уменьшает кажущееся удельное сопротивление. Электроразведка дает возможность оконтурить залежи гравелистого песка и даже участки его с большой примесью глинистого материала, что нельзя сделать удовлетворительно даже с помощью бурения. Вовремя определенное местонахождение участков с большим содержанием глины позволяет в данном случае сохранить ценные сельскохозяйственные угодья от уничтожения при разработке месторождения.

В местечке Воков близ Хеба (рис. 91) залегание слоев гравийно-песчаной смеси (мощностью 100 м и более) и слоев с повышенным содержанием суглинистого материала, непригодных для эксплуатации (мощностью 20—80 м), было установлено после проведения

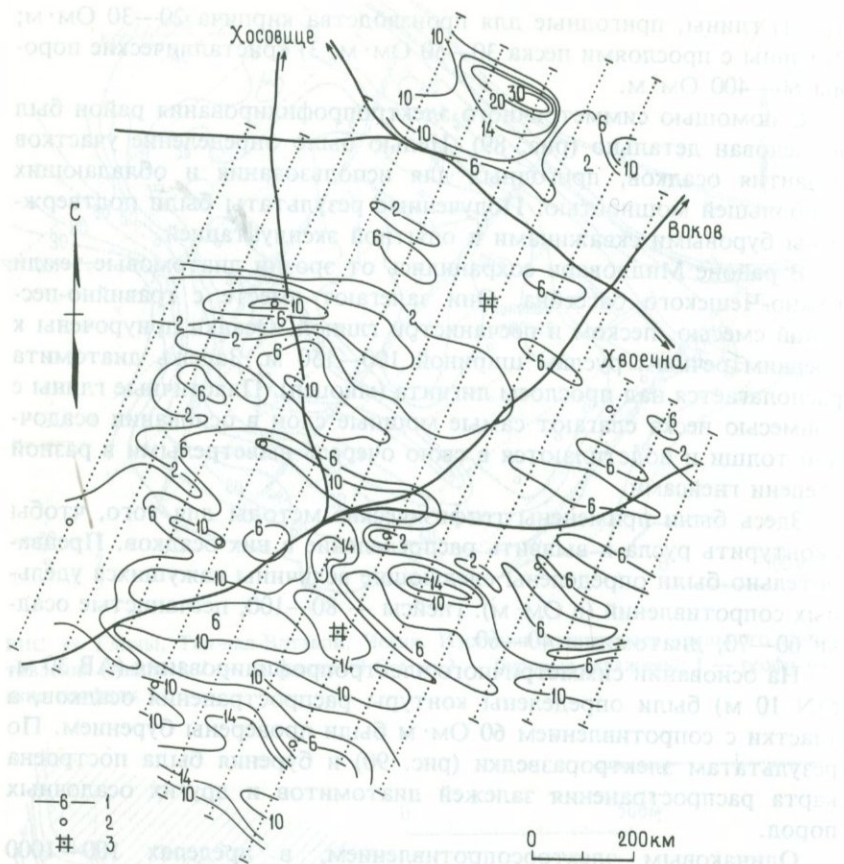


РИС. 91. Гравий и песок, Вокв, Чехия. Изолинии кажущегося сопротивления (Андрес). 1 — изолиния 80 Ом·м, значение кажущегося удельного сопротивления для промышленного гравийного песка выше 80 Ом·м; 2 — буровые скважины; 3 — шурфы.

симметричного электропрофилеирования (AB 50 м, MN 10 м). Электроразведочные данные были подтверждены бурением и шурфами, в результате чего было показано, что значительная часть территории непригодна для добычи.

Травертины обычно залегают на выветрелых породах фундамента. Во многих случаях блоки травертина как бы взвешены в толще осадков как «плавающие льдины», и поэтому определить их местоположение с помощью буровых скважин и шурфов трудно. Травертины неизменно обладают повышенным кажущимся удель-

ным сопротивлением (300—2000 Ом·м) по сравнению с прилегающими осадками. Пригодные для эксплуатации блоки травертина вполне можно обнаружить с помощью электроразведки.

Измерения проводились с использованием двух расстояний разноса токонесущих электродов, $AB = 25$ м и $AB = 45$ м и $MN = 5$ м. Выявленные перспективные участки были проверены дополнительно с помощью профилей ВЭЗ. В результате работ были получены настолько четкие пространственные характеристики залежи, что стало возможным определить направление дальнейших работ и оценить сроки разработки. На рис. 92 изображены данные электропрофилирования с разносом $AB = 25$ м, где травертин, пригодный для эксплуатации, ограничен изолинией 1000 Ом·м. Границы блоков были уточнены с помощью симметричного электропрофилирования и ВЭЗ.

КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ. Каолиновые месторождения обычно перекрыты осадочным чехлом мощностью 5—100 м и ограничены или нарушены разломами.

На каолиновых месторождениях Карлови-Вари породы обладают следующими удельными электросопротивлениями: третичные и

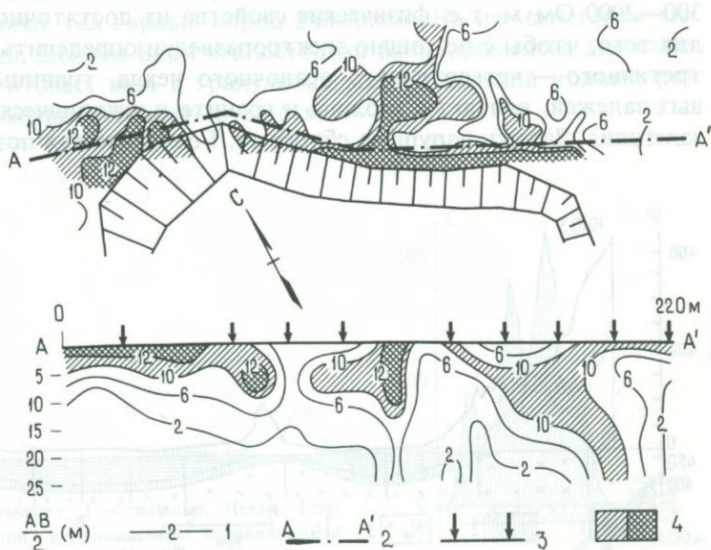


РИС. 92. Травертин, Вишне-Ружбахи, Словакия. План и разрез изолиний кажущегося удельного сопротивления (Андрес). 1 — изолиния 20 Ом·м; 2 — профиль ВЭЗ; 3 — точки наблюдения ВЭЗ; 4 — блоки травертина, пригодные для скульптурных работ.

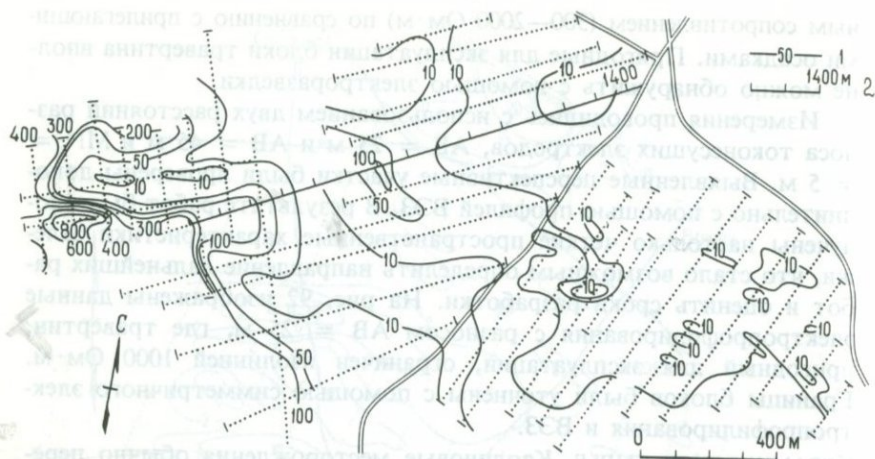


РИС. 93а. Каолин, Рупрехтов — Грознетин, Чехия. Изолинии кажущегося удельного сопротивления (Андрес). 1 — изолиния 50 Ом·м; 2 — линия геологического разреза, изображенного на рис. 93б; удельные сопротивления от 50 до 200 Ом·м фиксируют нахождение каолина на глубине 3—0,3 м от поверхности.

четвертичные глины 10—70 Ом·м, каолин 50—200 Ом·м и гранит 300—2000 Ом·м, т.е. физические свойства их достаточно различны для того, чтобы с помощью электроразведки определить мощность третичного — четвертичного осадочного чехла, границы каолиновых залежей, контакты каолина и гранита и тектонические условия залегания. Залечь нарушена сбросами. Геологическая позиция зале-

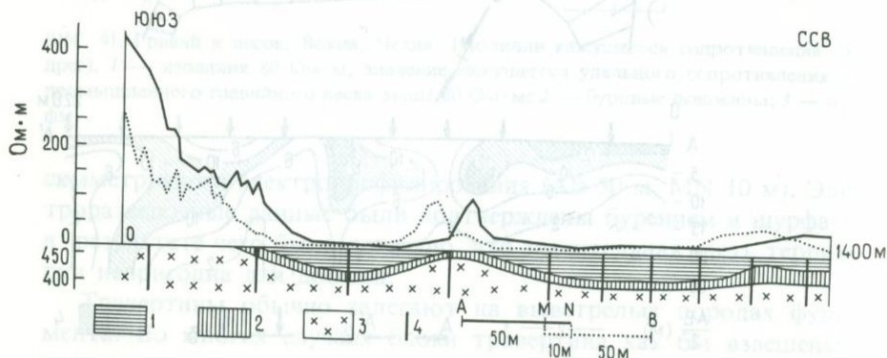


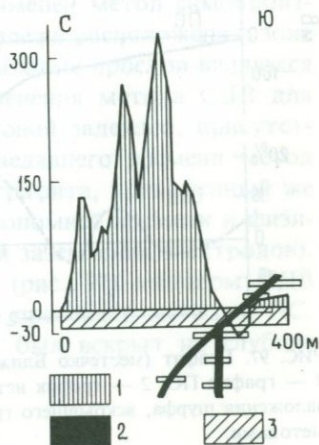
РИС. 93б. Геологический разрез и график комбинированного электропрофилирования (Андрес). 1 — осадки; 2 — каолин; 3 — гранит; 4 — буровые скважины; 5 — схема расположения электродов при комбинированном электропрофилировании.

жей каолина исследована с помощью электропрофилирования в сочетании с симметричным электропрофилированием и ВЭЗ. Для картирования базальтов в кровле каолиновых залежей были применены магнитометрия и электроразведка. В особых случаях для определения рельефа фундамента проведена сейсморазведка.

Данные электроразведки, проведенной на каолиновом месторождении Рупрехтов — Грознетин (рис. 93а), обеспечивают информацию о распределении осадочных пород кровли месторождения, о выходах каолина на поверхность и об участках с малой мощностью осадочных пород кровли, благоприятных для разработки залежи открытым способом. На рис. 93б представлены результаты бурения по профилю. Аномалии кажущегося удельного сопротивления $50\text{--}100\text{ Ом} \cdot \text{м}$ на графике, выявленные методом комбинированного электропрофилирования, фиксируют выходы каолина на поверхность.

Прочие полезные ископаемые. Полевой шпат и кварц в Чехословакии добывают вместе, главным образом из гранитных пегматитов района Домажлице. И кварц, и полевой шпат немагнитны и имеют высокое кажущееся удельное сопротивление. Пьезоэлектрические свойства кварца используются при новом геофизическом методе, обеспечивающем прямой поиск кварцевых жил и других дайкообразных тел горных пород с кварцем. На пегматитовом месторождении Дольни-Бори эта методика была применена для поисков пегматитовых жил в гранулитах под остаточной толщиной рыхлых отложений мощностью $2\text{--}5\text{ м}$.

РИС. 94. Пегматит, Побежовице, Чехия. График аномалий вертикальной составляющей магнитного поля ΔZ (вертикальная штриховка; Андрес). 1 — канавы; 2 — пегматитовая жила, вскрытая канавами; 3 — крупнозернистое габбро, вмещающее пегматит.



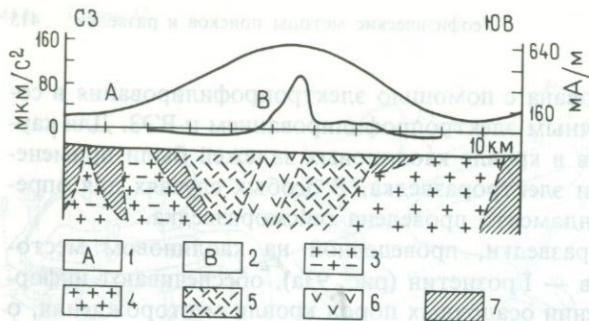


РИС. 95. Пегматит, Побежовице, Чехия. Графики суммарных аномалий Буге A (мгл) и аномалий вертикальной составляющей магнитного поля B (ΔZ), а также геологический разрез, построенный на основании геофизических данных (Андрес). 1 — суммарная аномалия Буге (мкм/с²); 2 — аномалия вертикальной составляющей магнитного поля (ΔZ); 3 — гранит Кладруби; 4 — гранит Мрач — Ениковице; 5 — тонкозернистое габбро; 6 — крупнозернистое габбро; 7 — кристаллический комплекс Домжлице.

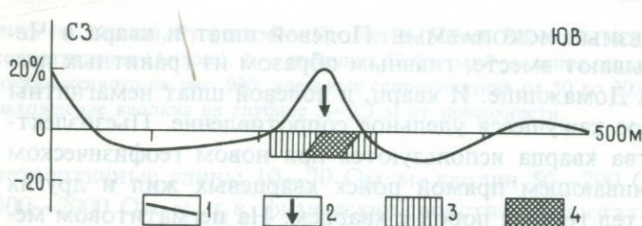


РИС. 96. Флюорит, Красни-Лес, Чехия. Метод СДВ, станция GBR (Андрес). 1 — график реальной составляющей градиента СДВ_Z; 2 — местоположение проводника; 3 — гнейс; 4 — зона гематитизации.

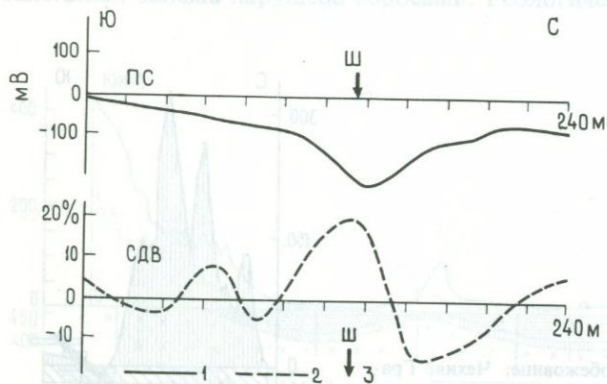


РИС. 97. Графит (местечко Близна, Южная Чехия), графики ПС и СДВ (Андрес). 1 — график ПС; 2 — график истинной составляющей градиента СДВ_Z; 3 — место заложения шурфа, вскрывшего графитовый слой, закартированный геофизическими методами.

Там, где полевой шпат и кварц залегают среди магнитных пород, будут эффективны магнитные методы поисков. С использованием сочетания магнитометрии, комбинированного электропрофиллирования, гравиметрии и TURAM-метода было проведено картирование пегматитовых жил в слабомагнитных габброидах массива Побежовице. При этом была изучена и тектоническая структура массива. Пегматиты высокого качества (рис. 94) приурочены к среднемагнитным габбро, они сильно тектонически раздроблены и изменчивы по мощности. Пегматитовые жилы, залегающие в слабомагнитных габбро, нарушены меньше, но более загрязнены биотитом. Гравиметрическим методом (рис. 95) определена этмолитовая форма массива Побежовице. Вероятным источником пегматитового материала жил, интродуировавших габбровый массив, являются близлежащие гранитные тела.

Флюорит обычно локализуется в трещинах, часто водоносных, и иногда сопровождается рудной минерализацией Ag, Pb, Zn, Cu и Hg. Поиск флюорита пока еще нельзя вести непосредственно геофизическими методами. Для поисков тектонически нарушенных зон можно применить методы СДВ и комбинированное электропрофиллирование. Флюоритовые жилы с рудной минерализацией можно выявить ртутнометрическим методом. В случае применения методов СДВ и симметричного электропрофиллирования тектонические зоны проявляются как проводники. На участке Красни-Лес (рис. 96) выявленная методом СДВ аномалия была проверена канавами и было обнаружено, что она вызвана присутствием зоны гематитизации в гнейсовом комплексе. В буровых скважинах флюорит определяют при каротаже активационными методами.

Для поисков графита может быть применен метод самопроизвольной поляризации в том случае, если залежь расположена в зоне окисления на глубине не более 60 м. Графитовые прослои являются хорошими проводниками. В случае применения метода СДВ для выявления аномалии, связанной с графитовой залежью, присутствие зоны окисления необязательно. До недавнего времени метод ПС был единственным методом поисков графита, примененный же в последнее время метод СДВ выгоден экономией времени и физического труда (не требуются скважины для заземления электродов).

На участке Ближна в южной Чехии (рис. 97) методом СДВ оконтурен слой графита, что затем было проверено методом ПС. В контрольном шурфе графитовый слой был вскрыт на глубине 6 м.

Лабораторные исследования

Электроны, нейтроны и фотоны дали возможность проникнуть в структуру кристаллов сегодня; какой же чарующий мир тонкого строения вещества станет видимым с помощью кварков завтра!

Поляризационный микроскоп дает нам возможность изучать структуру, распределение зерен по размерам и характер контактов между ними, что очень важно при испытании обогатимости минералов и других их свойств, а также при изучении распределения и генезиса минералов. Количественно-минералогические подсчеты в прозрачных и полированных шлифах планиметрическим методом значительно облегчены внедрением в практику автоматического анализатора, действие которого основано на фотометрическом сканировании света, отражаемого поверхностью шлифа с участка диаметром 0,0005 мм. Прозрачные минералы можно сделать более контрастными с помощью окрашивания. Показатель преломления, этот важный диагностический признак минералов, можно легко определять на нагревательном столике, используя метод температурных вариаций, и с помощью рефрактометра с приспособлением синхронного нагревания призмы. Кроме того, используют метод двойной вариации, учитывающий изменение показателя преломления минерала в зависимости от длины волны видимого спектра, определяемое на универсальном столике. Высокотемпературные микроскопы нагрева (до 1700 °С) или по крайней мере нагревательные столики (до 1350 °С) дают возможность наблюдать изменения оптических свойств пород и минералов (например, полевых шпатов, кварцита) в процессе нагревания, их фазовые изменения, спекание, плавление, перекристаллизацию, твердофазовые реакции, деформации, сжатия и растяжения. С помощью электронной микроскопии определяют структурные свойства минеральных агрегатов на репликах, оттененных металлическим покрытием, а с использованием сканирующего электронного микроскопа при увеличениях от 30 до 150 000 раз изучают объемные характеристики поверхностей или сколовых трещин в минеральных агрегатах, а также дисперсию, форму и толщину (после металлического покрытия) тонких частиц (например, глинистых минералов), которые можно сфотографировать или наблюдать на экране. Методом дифракции электронов

определяют внутреннюю кристаллическую структуру минерала, что можно сравнить с рентгеновским методом получения лауэграмм; разница в том, что электронное излучение обладает существенно более короткой длиной волны (увеличение от 500 до 500 000 раз). В ионном микроскопе на экране исследуется вторичное излучение электронов, возникающее при ионной бомбардировке поверхности минерала.

Методы окрашивания удобны своей простотой и скоростью, но обладают невысокой точностью. Карбонаты различают путем окрашивания дифенилкарбазидом (магнезит становится красно-фиолетовым, остальные карбонаты не окрашиваются) и ализаринсульфонатом натрия (кальцит становится фиолетовым, доломит — розовым или алым, сидерит и магнезит не окрашиваются). При диагностике полевых шпатов используют кобальтинитрат натрия (калиевые полевые шпаты становятся желтоватыми) и тиоцианат бария (натриево-кальциевые полевые шпаты окрашиваются в красноватый цвет), а при диагностике глинистых минералов (каолинит, иллит и монтмориллонит) — метиленовый голубой и бензидин.

Термоаналитическими методами [122, 31, 118] исследуют изменения химических, физических и физико-химических свойств минералов при нагревании (обычно от 20 до 1000 °С). Дифференциальный термический анализ (ДТА) дает возможность записи реакций как отклонений от базисной линии. Эти отклонения соответствуют удалению летучих компонентов (H_2O , CO_2 , SO_2 , F_2 , Cl_2 и других), окислению (C до CO_2 , Fe^{2+} до Fe^{3+} , Mn^{2+} до Mn^{4+} , S^{2-} до SO_2), разрушению кристаллических фаз и образованию аморфного вещества или, наоборот, необратимым фазовым переходам (арагонит — кальцит) или обратимым превращениям (кварц $\alpha \rightleftharpoons \beta$), а также плавлению (твердое вещество — расплав). Все эти изменения могут быть изображены кривыми. При этом они коррелируются при помощи линейно нагреваемого инертного стандарта, химически сходного с исследуемым образцом. Эти изменения происходят (часто одновременно несколько изменений) при определенной температуре (при использовании одного и того же ДТА-прибора и одинаковых условиях). Поскольку окисление (горение) органического вещества искажает термические превращения других содержащихся в пробе веществ, его желательно удалить перед анализом химическим способом (H_2O_2). Требуемая масса образца составляет 0,2 — 1 г и 0,001 г для ДТА-микроанализа. В основу термогравиметрического анализа (ТГА) положено определение потерь массы образца как функции температуры. Если реакции отдельных минералов не

совпадают, то их содержание может быть установлено с точностью до нескольких процентов, если же две реакции разложения накладываются одна на другую, то следует применить фракционный термогравиметрический анализ (ФТГА). Анализ термического расширения (АТР) или анализ усадки-расширения (АТУР) делают возможным определение изменений длины нагреваемых образцов продуктов или сырья. Метод декрипитации базируется на записи шумов от микровзрывов, происходящих вследствие возникновения избыточного давления в газовой-жидких включениях минералов при нагревании. Температура взрыва соответствует температуре, при которой эти включения образовались, и немного отличается от температуры кристаллизации минерала-хозяина. Это важный ключ к распознаванию условий минералообразования. Если помимо жидкости во включении содержатся пузырьки газа, то температура гомогенизации (т.е. растворения газа и исчезновения пузырька) принимается за ту температуру, при которой включение было захвачено. Температура гомогенизации определяется в прозрачных шлифах на специальном нагревательном столике (до 350 °С, редко до 500 °С)*.

Инфракрасная спектроскопия, или ИКС [55, 124], применяется для идентификации таких кристаллических минералов, как различные модификации SiO_2 (кварц, кристобалит, тридимит, стишовит, коэзит), для точного определения содержания Na_2O в плагиоклазе, отличия кальцита от арагонита и других карбонатов в смесях, окислов Al от гидроокислов, микроклина от санидина и каолинита от галлуазита и диккита. Этот анализ эффективен также при изучении аморфных веществ [124]. Газовая хроматография успешно используется для определения органических веществ, которые присутствуют в породах и минералах при концентрациях, равных долям процента.

Для идентификации нерудных минералов применяется рентгеновский анализ, главным образом рентгенодифракционный анализ порошков, при котором в основном используется рентгеновский дифрактометр с гониометром (Зусман, 1967, а также [17, 180]). В порошке исследуемого минерала какая-либо предпочтительная ориентировка частиц может отсутствовать или, наоборот, быть характерной (например, в порошках смешанослойных глинистых минералов). При идентификации минералов и их бинарных смесей во внимание принимаются от двух до пяти самых сильных линий на дифрактограммах, и их индексы сопоставляются с табличными дан-

* Для изучения включений расплава применяют нагревание до 1500 °С и более. — Прим. ред.

ными. При анализе глинистых минералов с помощью метода насыщения образцов этиленгликолем или глицерином можно различить разбухающие глинистые минералы (монтмориллонит, хлорит). Хлорит можно отличить от каолинита и вермикулита анализом образцов в их естественном состоянии, а затем после прокаливания до $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ [181]. О содержании MgCO_3 в магнезиальном кальците можно судить по смещению линии дифракции $d_{10\bar{1}4}$, а содержание доломита в бинарной кальцит-доломитовой смеси определяется по отношению интенсивностей пиков кальцита $d = 0,303\text{ нм}$ и доломита $d = 0,288\text{ нм}$. Спектральный количественный микроанализ позволяет исследовать неоднородности или микрозерна на участках площадью порядка $0,0005\text{ мм}^2$. Этот анализ проводится с использованием электронного луча (электронный микроанализ, сокращенно ЭМА) на электронном микроанализаторе, например ГЕОСКАН с использованием ионов (ионный микроанализ, например микроанализатор вторичной ионной эмиссии JIMS) или протонов (протонный микроанализ (ПМА)), а также лазерного луча (лазерный микроанализ (ЛМА)). Если с помощью ЭМА можно идентифицировать элементы периодической системы, начиная с лития, то ионным анализом определяются все элементы системы с чувствительностью в 10 тыс. раз выше, чем ЭМА. Электронный микроанализатор Аугера (AES) позволяет изучать образцы толщиной всего в несколько десятых долей нанометра. В противоположность пламен-

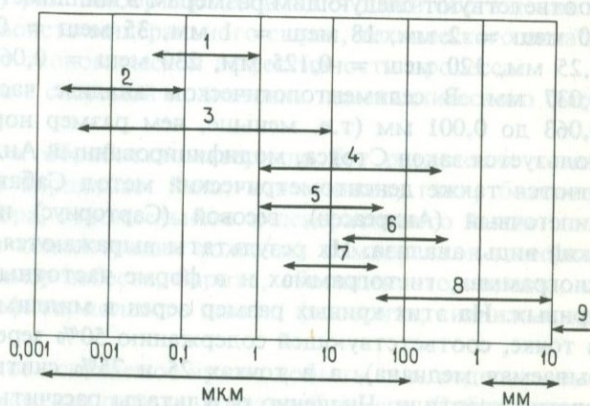


РИС. 98. Диапазоны применения различных гранулометрических методов (по Неужилу). 1 — ультрацентрифугирование (до $0,00005\text{ мм}$); 2 — рентгеновский анализ; 3 — электронный микроскоп; 4 — оптический микроскоп; 5 — седиментологический анализ ($0,063\text{—}0,001\text{ мм}$); 6 — отмывка в интервале $0,2\text{—}0,1\text{ мм}$; например, с использованием аппарата Копеки; 7 — микросита; 8 — нормальные сита; 9 — прямое измерение.

ной фотометрии, которая определяет только Li, Na, K, Ca и Sr, подобный ей метод атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) позволяет идентифицировать более 40 элементов периодической системы, даже если они присутствуют в «следовых» количествах. В число этих элементов входят все те, которые определяются при обычном силикатном анализе. В то же время ААС несравненно более скоростной метод, и для него достаточны очень малые навески. Почти такой же производительностью характеризуется рентгенофлюоресцентный анализ (РФА).

Гранулометрический анализ осадочных обломочных пород и осадочных продуктов выветривания неocenim для петрографической классификации и номенклатуры пород и для объяснения их происхождения. Распределение размеров зерен служит индикатором технологических свойств и особенно важно для стекольных и формовочных песков, каолинов, пригодных для производства тонкой керамики, бумаги, резины и керамических глин и глинистых песков. Используемый для гранулометрии метод выбирается в соответствии с размером зерен исследуемой породы (рис. 98). Размеры частиц отдельных фракций рекомендуется давать в соответствии с гометрическим рядом Уэнтурта, т.е. 1, 2, 4, 8, 16 и 32 мкм и далее: 0,25; 0,5; 1, 2; 4 мм. В США широко используется величина «меш», т.е. число узлов проволоки на линейный дюйм сетки. После вычитания толщины бронзовой проволоки сита основные единицы меш соответствуют следующим размерам в миллиметрах: 5 меш = 4 мм, 10 меш = 2 мм, 18 меш = 1 мм, 35 меш = 0,5 мм, 60 меш = 0,25 мм, 120 меш = 0,125 мм, 230 меш = 0,063 мм, 400 меш = 0,037 мм. В седиментологическом анализе частиц размером от 0,063 до 0,001 мм (т.е. меньше, чем размер нормальных сит) используется закон Стокса, модифицированный Андреасеном. Применяются также денситометрический метод Сабанина, Кассагранде, пипеточный (Андреасен), весовой (Сарториус) или нефелометрический виды анализа. Их результаты выражаются графически на циклограммах, гистограммах и в форме частотных и кумулятивных кривых. На этих кривых размер зерен в миллиметрах считывается в точке, соответствующей содержанию 50% зерен образца (так называемая медиана), а в точках 25 и 75% считываются первый и третий квартили. Численно результаты рассчитываются, исходя из следующих параметров: средний размер зерен, степень сортированности (по Траску, Инману или Фолку — Уорду), отклонение (квартиль, логарифмическое Траска или фи-квартиль) и эксцесс (арифметический квартиль, фи-квартиль по Инману или Фолку — Уорду).

Добыча и обогащение промышленных минералов и горных пород

$$L = \frac{R \times E \times I}{P}$$

- L — средний жизненный уровень
 R — потребление сырья
 E — потребление энергии
 I — расход мастерства и изобретательности
 P — население, среди которого распределяется общественный продукт

То, что промышленно важные минералы и добываемые вместе с ними минералы, не представляющие экономической ценности, обладают различными физическими и химическими свойствами, делает возможным выбор метода обогащения, который обеспечил бы требуемое качество конечного продукта (табл. 49). Тип и качество сырья в каждом данном случае диктуют особые технические условия и методику обогащения. Во многих случаях одновременно применяют несколько методов или технологические операции повторяются по нескольку раз. Выбор способов и методики обогащения зависит от типа и свойств минерального сырья, технического оснащения и особенно от экономической эффективности процесса.

В соответствии с системой подготовки неметаллического сырья различаются:

- 1) подготовка и обработка материала без разделения компонентов, например кирпичных глин, известняков, глин, бокситов, диатомита, мрамора, строительного и декоративного камня.
- 2) отделение и концентрация полезных компонентов минерального сырья, например асбеста, барита, обогащенного каолина, корунда, алмаза, графита, полевого шпата, флюорита, кианита и граната.

Сначала полезное ископаемое нужно добыть, т.е. отделить нужный материал от массива породы и раздробить его. Добыча производится либо подземным способом, который, правда, при разработке неметаллических полезных ископаемых применяется довольно редко (исключение делается для графита, флюорита, каолина, огнеупорных глин, пегматитов, магнезита и некоторых других), либо открытыми карьерами.

ТАБЛИЦА 49. Способы выделения полезных компонентов в зависимости от используемых при этом свойств минералов

Свойства минерала	Что используется для разделения	Способ выделения
Цвет, блеск	Визуальное различие	Ручная сортировка раздробленного материала, флюоресцентная сепарация
Плотность	Разница плотностей	«Гравитационное» разделение песка и гравия, просеивание в воде, вибрационные столы, промывочные лотки
Поверхностная активность	Различие поверхностного напряжения в воде	Отделение сравнительно аэрофильных минералов в виде пены воздушным насосом (пенная флотация)
Химическая активность	Химические реакции, растворение химикалиями	Гидрометаллургия для руд; использование ионного обмена
Электропроводность	Разница электростатических зарядов	Частицы проходят через электрическое поле высокого напряжения; расщепление индуцированного заряда приводит к разделению минеральных компонентов с разной электропроводностью
Магнитная восприимчивость — ферромагнетизм	Различия в магнитных свойствах	Магнитная сепарация
Радиоактивность	Альфа- или бета-излучение	Эмиссия определяется с помощью счетчика Гейгера — Мюллера; сортировка основывается на данных электронно-измерительной аппаратуры
Форма выделений	Зависимость типа движения от формы частицы	Разница сил скольжения и сцепления при движении частиц зависит от профиля поперечного сечения частиц и свойств поверхности, т.е. от формы
Структура	Характерная форма и поверхность, получающиеся в результате истирания и дробления	Дробление, грохочение, сортировка по размерам
Размер зерен	Разница размеров	Сортировка грохочением, промывкой, осаждением, в циклонах
Твердость	Гетерогенность по твердости	Абразивный метод. Подготовка к сепарации путем истирания гетерогенных смесей минералов
Газово-жидкие включения	Декрипитация	Взрывание минеральных компонентов при нагревании для сепарации или уменьшения стоимости истирания
Точка размягчения	Агломерация и закупорка	Подготовка материала для обработки в печах — спекание

Свойства минерала	Что используется для разделения	Способ выделения
Точка плавления	Переход в жидкую фазу	Отделение минералов, плавящихся при разных температурах
Точка кипения	Переход в газовую фазу	Отделение минералов, испаряющихся при разных температурах
Способность к сублимации	Возгонка твердой фазы	Обработка и разделение при повышенной температуре путем сублимации
Растворимость	Растворение в воде и других полярных и неполярных жидкостях	Отделение растворимых минеральных компонентов и их очистка
Сжимаемость	—	Обработка материала для дальнейшей высокотемпературной переработки, например окатывание
Пластичность	—	Химическая и машинная сепарация, отделение непластичных компонентов
Содержание молекулярной и гидроксильной воды	Дегидратация	Сушка, нагревание, обжиг перед дальнейшей технологической переработкой

Карьеры бывают двух типов: глубокие котловины или система уступов на склоне возвышенности. Максимальная высота рабочих уступов в обоих типах карьеров составляет 25 м, а ширина — не менее 20 м. Наибольший угол откоса в рыхлых породах достигает 60°; но в твердых скальных породах может быть и больше. Развитие карьера удобно проводить в направлении падения сланцеватости, слоистости или плоскостей отдельности. С другой стороны, освобожденные блоки, естественно, будут скользить вдоль этих плоскостей, что будет усилено в случае притока воды в карьер. Для отделения пород от массива используют несколько методов взрывной отбойки: точечная (включает систему предварительного откалывания), с использованием взрывных камер и сотрясательное, или комбинированное, взрывание. Точечное взрывание производится в скважинах диаметром 75—200 мм, пробуренных по линиям, параллельным бровке уступа карьера. Буровые скважины располагают рядами параллельно уступу карьера в нескольких метрах от бровки и на 0,5—1 м глубже подножия уступа. Их заряжают взрывчатым веществом (около 100 кг), за исключением верхней части длиной 4—5 м, которая заполняется забойкой. Точечное взры-

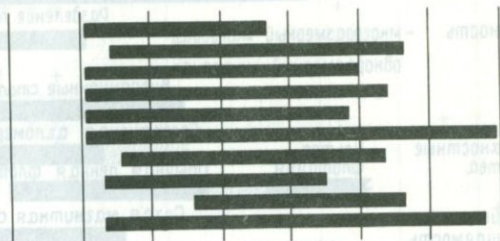
вание системы предварительного откалывания состоит из взрывов ряда небольших зарядов поблизости от пластичных пород лежащего бока, которые могут попасть в рабочее пространство для того, чтобы изолировать предохранительный целик небольшой мощности. Таким образом, вредное воздействие последующих взрывов на целик уменьшают в десять раз, так как основные точечные заряды взрываются с запозданием на 140 мс. Когда взрывание производится в нескольких рядах скважин, то взрыв направляется вверх, а не в сторону уступа. Камерная система отбойки предполагает взрыв в подземных выработках сразу значительной массы взрывчатого вещества, от нескольких тонн до нескольких десятков тонн. Эту систему используют для отпалки сильно трещиноватых пород (известняков, столбчатых базальтов). В один прием можно отбить до 40 тыс. т породы. Плотные породы отбиваются крупными блоками, которые необходимо вновь взрывать. Комбинированное взрывание использует преимущества точечного и камерного взрывания. Сотрясательное взрывание используется тогда, когда сильные взрывы неприменимы. Порода отделяется от массива только частично и в дальнейшем разбивается либо экскаватором, либо специальным рыхлителем. Заряды поджигают в определенной последовательности, например, отдельные линии точечных зарядов или их группы взрывают с запаздыванием на 20 мс. Суммарное сотрясение от всех взрывов приводит к дроблению пород на более мелкие куски. В тех случаях, когда близ карьера находятся радиопередающие или радиолокационные станции, рекомендуется использовать электровзрыватели пониженной чувствительности для того, чтобы избежать неожиданных взрывов. Требуемое количество взрывчатого вещества на 1 т породы колеблется от десятых долей килограмма до 1 кг. Вскрышные породы нужно удалять отдельно, если их мощность превышает 0,5 м. Производительность труда в современных карьерах достигает 30 тыс. т в год на одного работающего.

Для добычи мягких и слабосвязанных пород не требуется применять взрывные методы. Их разрабатывают экскаваторами, скреперами, бульдозерами универсального типа, гидравлическими разделителями (гидромониторы — водяные пушки, применяемые особенно на месторождениях каолина и стекольных песков).

Методика добычи влияет на качество сырья. Используется селективная разработка полезного ископаемого и пустых пород. Применение небольшого отвального роторного экскаватора, пригодного для разработки 0,5-метрового слоя, может, например, улучшить качество добываемого материала на 2 класса, и цена его может

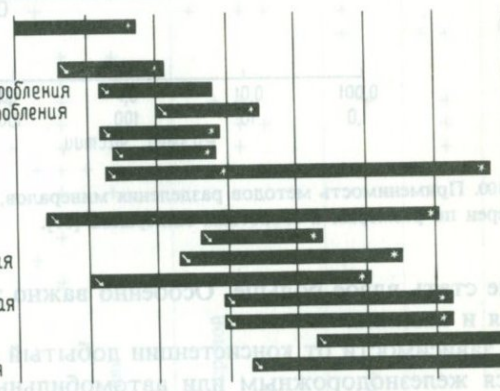
С ы р ь е

- Асбест
- Барит
- Бентонит
- Полевой шпат
- Известняк
- Каолин
- Слюда
- Фосфатные породы
- Кварцевый песок
- Тальк



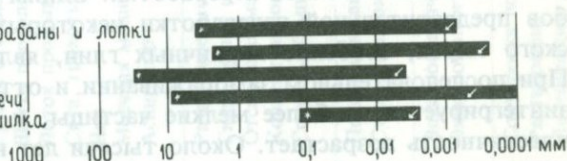
Уменьшение размера

- Взрывы
- Дробилки:
 - щечковая
 - конусная крупного дробления
 - конусная среднего дробления
 - валковая
- Измельчители
- Лотки
- Мельницы:
 - молотковая
 - прутковая
 - шаровая и галечная
 - автогенная
 - кольцевая роликовая
 - дисковая
 - флюидная
 - дисковая коллоидная



Увеличение размера

- Комковальные барабаны и лотки
- Экструдеры
- Прессы
- Агломерационные печи
- Распылительная сушилка



Интервалы показаны приблизительно ⊠ Загрузка ⊠ Продукт

РИС. 99. Распределение размеров зерен некоторых промышленных минералов и горных пород и характеристика работы приспособлений и оборудования, предназначенного для изменения крупности зерен [89].

С в о й с т в о

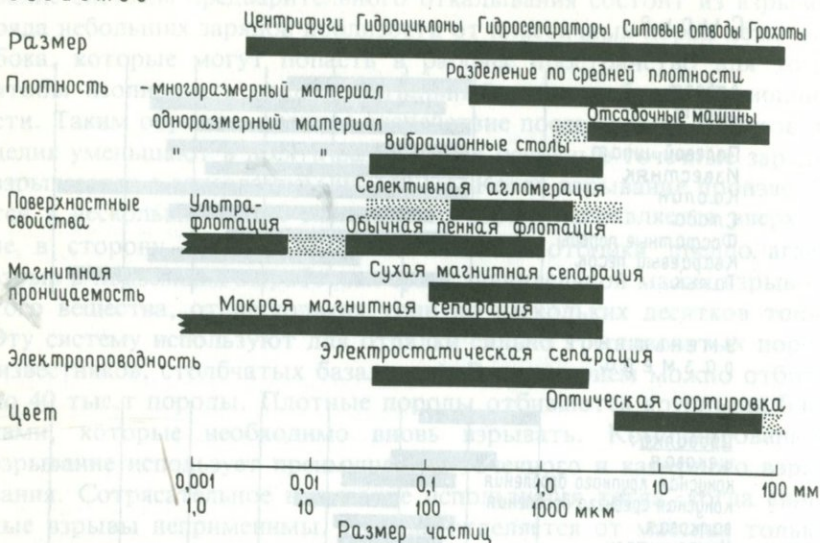


РИС. 100. Применимость методов разделения минералов, основанных на распределении зерен по размерам и свойствам минералов [89].

также стать вдвое больше. Особенно важно это для керамического сырья и каолина.

В зависимости от консистенции добытый материал транспортируется железнодорожным или автомобильным транспортом, ленточными конвейерами, с помощью канатных дорог, пневматически или по трубопроводам в виде водной суспензии на заводы предварительной или конечной переработки. Одним из простейших способов предварительной переработки некоторых видов неметаллического сырья, особенно кирпичных глин, является их дозревание. При последовательном замораживании и оттаивании суглинков дезинтегрируется на более мелкие частицы, и вследствие этого его пластичность возрастает. Около тысячи лет назад в Китае каолин оставляли дозревать более чем на 100 лет.

Гомогенизация материала (например, каолина, кирпичных глин) производится на специальных дворах, оснащенных многоковшовыми экскаваторами. Сырой материал сушится на складах, или сушилах разных типов (камерных, туннельных, башенных и шахтных), или в сушильных барабанах (потребность в затратах тепловой энергии — от 900 до 2000 ккал на 1 кг влаги). Затем сырье до-

зируется и транспортируется с помощью различного оборудования (цепные, секционные, ленточные и другие конвейеры) для дальнейшей обработки. Для увеличения или уменьшения размеров зерен требуется специальное оборудование (рис. 99), а для сортировки или разделения используют несколько методов (рис. 100, табл. 50). Одним из современных методов обогащения промышленных горных пород и минералов является флотация. Высушивание концентрата проводят в сушилках разного типа (баранных, винтовых, ковшовых, роторных и с вращающимися ковшами). Грязи или суспензии сгущают путем седиментации в отстойных бассейнах, фильтр-прессах, с помощью распылителей-сушилок, центрифуг, вакуум-фильтров, электроосмоса и других методов.

Рис. 100. Сравнение методов разделения минеральных зерен по размерам и составу минералов

также стать более сложной. Особенно важно это для керамического сырья и каолина.

В зависимости от консистенции добытый материал транспортируется железными дорожками или автомобильным транспортом. В точных координатах, на специально выделенных дорогах, пневматически или с помощью конвейера, по специальному трубопроводу на завод, предприятие или склад. Особое значение имеет простейшая схема — с помощью конвейера, пневматически или с помощью конвейера на завод, предприятие или склад. Особое значение имеет простейшая схема — с помощью конвейера, пневматически или с помощью конвейера на завод, предприятие или склад. Особое значение имеет простейшая схема — с помощью конвейера, пневматически или с помощью конвейера на завод, предприятие или склад.

Гомогенизация материала (например, каолина) керамических изделий производится на специальных дворках, оснащенных многоковшовыми экскаваторами. Сырой материал сушится на складах, или сушилах разных типов (баранных, роторных, барабанных и шнековых), или сушилах с горячим воздухом (пневматическая сушка) при температуре от 400 до 2500 °С. Затем сырье по-

Промышленные минералы и горные породы в мировой экономике

Теория, мой друг, суха
Но зеленеет жизни древо.

Гёте. Фауст

В 1970-х годах производство неметаллических полезных ископаемых оценивалось в 60% от веса всего добытого в мире минерального сырья, включая энергетическое сырье (20×10^9 т). Сравнивая отдельные виды минерального сырья по стоимости (в долл. США), можно видеть, что ведущее место среди них занимают строительные материалы: гравий и песок — $13,5 \times 10^9$, известняк (цемент и известь) — 20×10^9 , глины — $3,3 \times 10^9$, соль — 1×10^9 , сера — $0,8 \times 10^9$, фосфаты — $0,6 \times 10^9$. Строительные материалы, однако, за исключением цемента и облицовочного камня, не идут на мировой рынок. К объектам мировой торговли относятся фосфаты, сера, каолин, боксит, барит, бентонит, калийные соли, асбест, высокоглиноземистые минералы, берилл, бораты, алмазы, диатомит, драгоценные камни, флюорит, форстерит, графит, пьезокварц, магнезит, тальк, нитраты, пемза и слюда. Прочие неметаллические полезные ископаемые добываются и используются в пределах каждого из континентов. Флюорит, крупнолистовая слюда, асбест, алмаз и пьезокварц считаются стратегическим сырьем. Для неметаллических полезных ископаемых характерен высокий разброс цен на обычное и высококачественное сырье (для асбеста эта разница достигает двух порядков), а также большая разница стоимости фасованного и нефасованного сырья.

Цены на промышленные минералы и горные породы более устойчивы, чем на руды и нефть. В то же время рост цен на нефть и частично на руды в 1973—1974 гг. отразился на стоимости неметаллического сырья, которая менялась с некоторой задержкой и в незначительной степени. В результате увеличения производительности и инфляции цены на неметаллы даже относительно снизились. Несмотря на то что номинальные цены возросли, после пересчета их на постоянный доллар оказывается, что фактически они уменьшились. В пересчете на доллар по курсу 1978 г. стоимость 1 кор. т каменной соли в 1958 г. составляла 15,37, а в 1979 г. — 9,19. Стои-

мость метрической тонны фосфата уменьшилась с 14,30 в 1958 г. до 8,97 в 1973 г., но подскочила до 30,32 в 1975 г. В период 1958—1974 гг. средняя цена асбеста понизилась с 229,60 до 176,64 за метрическую тонну, а в 1979 г. возросла до 242,15.

Канада контролирует 67% торговли асбестом на Западе. Почти 90% добытого асбеста поступает на мировой рынок.

Главными экспортерами боксита являются Ямайка и Австралия (45% мировой продукции).

Калифорния обеспечивает три пятых мировой добычи бора, а большую часть из оставшегося объема добычи дает Турция.

На Ближнем и Дальнем Востоке, в Северной и Западной Африке, а также в Южной Америке ощущается нехватка цемента. Во многих странах запрещен экспорт цемента из-за того, что его производство требует больших затрат энергии. В торговле техническими алмазами природные алмазы сталкиваются с серьезной конкуренцией со стороны искусственных. В 1979 г. только в США продукция алмазов составила 42 млн. карат (мировая добыча и изготовление алмазов в 1979 г. составляли 64 млн. карат). Соответственно, действительная цена технических алмазов упала с 3,28 долл. США за 1 карат в 1958 г. до 2,04 долл. за 1 карат в 1979 г., а в пересчете на 1 долл. 1978 г. — с 7,55 до 1,87 долл.

США — ведущий экспортер диатомита, сырье покупает Великобритания, Канада, Япония, ФРГ, Австралия и ЮАР.

До 1920 г. месторождение Штасфурт в ГДР было единственным источником калийных солей. Сейчас главнейшими экспортерами калийных солей на Западе являются Канада, ГДР, ФРГ и Франция. В качестве коммерческого эквивалента при сравнении всех калийных соединений используется оксид калия K_2O . Содержание калия, таким образом, в любой соли, природной или искусственной, пересчитывается на эквивалент. Содержание калия в сильвине, например, составляет 52%, это эквивалентно 63% K_2O . В Германии одна тонна сильвина с 50—60% K_2O в 1926 г. стоила (в марках) 270, в 1936 г. — 169, в 1938 г. — 126. В долларах США по курсу 1978 г. стоимость одной метрической тонны менялась по годам следующим образом: 1958 г. — 88,61, 1960—82,97, 1965—93,21, 1970—65,97, 1975—119,22, 1979 г. — 107,43.

Наибольшее количество флюорита экспортируют Мексика, Таиланд, Испания, КНР, СССР и другие социалистические страны. Ежегодная продукция флюорита оценивается в 4 млн. т, из которых 2,7 млн. т поступают на международный рынок либо внасыпку (навалом) с содержанием CaF_2 не меньше 70% (стоимость короткой тонны в 1975 г. 85 долл.), либо в форме брикетированного фло-

тационного флюорита с содержанием CaF_2 88% (стоимость 1 т в 1975 г. 105 долл.).

Фосфаты являются единственным видом промышленного сырья, цена на которое в период 1973—1974 гг. резко возросла наряду с нефтью. В 1973 г. цена за 1 кор. т фосфата с 75% BPL $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ была 14,20 долл., а в 1974 г. она возросла до 57,75 долл. фас Касабланка.

Почти 80% всей мировой продукции фосфатов поступает из Флориды, США, месторождений Хурибги и Юсуфии, Марокко. За период 1900—1945 гг. годовое производство фосфатов возросло на 10 млн. т, а за 1945—1975 гг. — на 80 млн. т. Транспортировка фосфатов из Марокко в Японию, осуществляемая крупнотоннажными судами, обходится в 1 долл. за 1 т (т.е. стоит столько же, сколько доставка 1 т нефти из Кувейта).

Ресурсы и добыча фосфатов в мире распределены так, что не существует опасности возникновения экономически не обоснованной монополизации рынка, подобно нефтяному эмбарго и росту цен, объявленным странами ОПЕК в 1973 г.

Экспортируют графит главным образом Мексика (аморфный графит), Южная Корея, КНДР и Мадагаскар (чешуйчатый графит). Масштабы потребления массивного литейного графита зависят от производства стали. До 1960-х годов литейные сорта графита получали путем промывки до концентрации 60—80% С (70 долл. за 1 т), а позднее применили флотацию для получения концентрата с содержанием 80—90% С (в 1975 г. 1 дл. т стоила от 160 до 300 долл.). Особо чистый графит для атомной промышленности с содержанием 99,90—99,99% С (стоимостью от 300 до 700 долл. за 1 т) получают с использованием процессов плавления и выщелачивания высококачественного концентрата. В США ощущается настолько большая нехватка графитовых плавильных тиглей, что для поисков и разведки графита назначаются специальные субсидии государства.

Производство каолина удваивается каждые 10—12 лет, но лишь 15% добытого каолина поступает на международный рынок (главные экспортеры — Великобритания, США, Чехословакия). Ниже приведены цены на каолин бумажных сортов (наполнение и покрытие) и керамический (в ф. ст.):

Каолин	1961	1968	1975	1983
Покрытие бумаги	15—21	20—26	35—37	60—110
Наполнитель бумаги	6—10	8—14	12—19	40—60
Керамика	6—14	8—19	10—21	25—65

Увеличение цен на каолин едва покрывает рост эксплуатационных расходов на добычу со все более глубоких горизонтов карьеров и шахт, обогащение и на возрастающую в связи с инфляцией зарплату.

Синтетический пьезокварц постепенно будет вытеснять в электронике природные кристаллы. В 1974 г. США экспортировали одну четверть продукции синтетического кварца (приблизительно 529 000 фунтов) по цене 29 долл. за 1 фунт, из которых большая часть пошла в Японию. Природный горный хрусталь из Бразилии в кусках массой 1—2 кг в 1974 г. стоил 20—60 долл. за 1 кг.

Цена обожженных магнезитовых огнеупоров на мировом рынке чутко реагирует на политическую ситуацию, поскольку они необходимы при производстве стали и некоторых цветных металлов. В связи с этим интересно отметить, что освоение в США во время второй мировой войны технологии получения MgO из морской воды и других заменителей магнезита к 1958 г. обеспечило удовлетворение 61% потребности в MgO , остальная часть покрывалась как добычей собственного магнезита, так и импортом. Таким образом, морская вода как источник магнезита, рассолы или отходы переработки соляных месторождений становятся серьезным конкурентом кристаллического магнезита в металлургии. Примерно 50% добытого магнезита идет в мировую торговлю преимущественно в виде магнезитового клинкера или уже в виде конечного продукта (например, огнеупорный кирпич). В 1975 г. 1 т сырого магнезита стоила (в ф. ст.): 24—29, а 1 т обожженного магнезита — 40—45 (в 1983 г. эти цены были соответственно 55—60 и 100—140).

Первенство среди экспортеров талька занимают КНР, Южная Корея и Япония. В 1975 г. стоимость молотого талька колебалась от 27 до 104 долл. за 1 кор. т (в 1983 г. 110—240 долл. за 1 т) в зависимости от качества. Кусковой тальк считается важнейшим стратегическим сырьем. Правительство США обеспечивает дотацию на эксплуатацию тальковых месторождений.

Пемзу ввозят в США из Греции и Италии в количестве более чем 300 тыс. т в год, несмотря на то что ежегодная добыча этого материала в США превышает эту цифру в 10 раз. В зависимости от характера использования стоимость 1 кор. т пемзы колеблется между 1 и 30 долл.

Большая часть перлита, поступающего на мировой рынок, добывается в Европе. С греческих островов Милос и Кос в Великобританию, ФРГ, Бельгию и Францию экспортируется ежегодно около 140 тыс. т перлита. В меньших объемах перлит экспортируют

ТАБЛИЦА 51. Мировая продукция отдельных неметаллических полезных ископаемых; обобщенные данные (тыс. метрических тонн) (Mineral Facts and Problems, 1975, Mineral Yearbooks и другие источники)

Минералы	1930	1940	1950	1955	1960	1965	1970	1975	1980
Асбест	290 ³	450 ³	1 070 ³	1 700	2 240	2 970	3 445	5 080	4 818
Барит (как Ba)			879	1 429	1 567	1 940	2 204	2 860	4 107
Боксит	1 700 ²	4 100 ²	7 700 ²	15 350 ²	25 100 ²	39 460	57 500	75 180	91 513
Алмазы (тыс. карат)			15 262	21 550	28 400	37 120	44 200	43 700	41 638
Полевой шпат						2 004	2 527	2 758	3 431 ¹
Флюорит			863	1 466		1 205	1 890	4 773	4 650
Графит						694	450	563	542 ⁷
Гипс, ангидрит						47 985	51 591	54 709	74 430
Каолин (мокрого обогащения)								13 055	20 839
Магнезит (как Mg)	700 ³	1 400 ²	1 150 ⁴	1 945 ⁴	7 560 ⁶	10 600 ⁶	11 130 ⁵	12 180	10 826 ⁷
Слюда						13,6 ⁸	8,8 ⁸	234 ¹	231 ¹
Фосфаты (+ апатит)	10 533 ³	7 802 ³	18 371 ²	22 499 ²	43 545	63 775	81 800	107 557	134 917
Калийные соли (как K ₂ O)	2 180 ³	2 800 ³	4 800 ²	7 180 ²	9 790 ¹	14 250 ¹	18 152	23 200	27 871
Каменная соль	25 722 ¹	27 160 ^{2,4}	45 390	64 700	83 600	109 300	146 100	162 450	164 752
Сера	3 075	3 355	6 480	28 440	30 600	30 480	39 827	49 951	45 030
Тальк						3 566	4 813	4 848	6 872
Вермикулит						345	387	524	529 ²

¹ Исключая КНР. ² Исключая КНР и СССР. ³ Исключая СССР. ⁴ Исключая Польшу и Болгарию. ⁵ Исключая Болгарию, Канаду и США. ⁶ Исключая Болгарию и Канаду. ⁷ Исключая США. ⁸ Листовая слюда.

СССР, Испания, Италия, Турция и Венгрия. В 1975 г. стоимость 1 т сырого перлита составляла 14,20 долл. (в 1983 г. 60 долл.).

Монопольно высокие цены сицилийской серы привели во второй половине XIX в. к утилизации пирита. С начала XX в. сера уже добывается с применением фразш-процесса, а после 1950 г. — как попутный продукт очистки нефти и газа. Из-за технической отсталости сицилийских рудников сера, добытая на них, не выдержала конкуренции с американской серой. Если в 1937 г. отношение цен на американскую и сицилийскую серу было 17,7:19,6, то в 1962 г. это отношение стало 23,1 : 74,9. В 1975 г. жидкая сера, произведенная в Америке, Польше и Франции, стоила 75 долл. за 1 т (в 1983 г. — 160 долл.), а канадская фасованная сера в твердом состоянии стоила 80—85 долл. (в 1983 г. — 100 долл.). Около 25% добытой на рудниках и полученной на заводах серы поступает на мировой рынок.

Индия, Бразилия и Мадагаскар являются крупными экспортерами листовой слюды. В 1959 г. 1 фунт листовой слюды стоил 3,49, а в 1979 — 6,11 долл. (по курсу 1978 г.).

Строительный камень — единственный вид неметаллического сырья, тоннаж добычи которого превышает тоннаж добытой нефти или угля (в 1973 г. было добыто почти 5×10^9 т строительного камня, $3,4 \times 10^9$ т нефти и 3×10^9 т угля). Предметом международной торговли является только декоративный камень. Торговля каменной солью существует только между соседними странами, лишь Япония импортирует соль из Мексики, Австралии и КНР. Кроме того, экспортируют каменную соль Нидерланды, ФРГ, ГДР, Великобритания. В 1974 г. 1 кор. т кусковой соли стоила 6,47 долл. (в 1983 г. — 23 долл.).

Единственным экспортёром вермикулита являются США (в Канаду) и ЮАР. В 1975 г. стоимость 1 кор. т вермикулита была 42 долл. (в 1983 г. 75—180 долл.).

Торговля полевым шпатом не носит трансконтинентального характера. Цены на него зависят от качества и степени переработки (тонини помола). В 1975 г., например, одна короткая тонна полевого шпата с размерностью частиц 20 меш (0,84 мм) стоила 16 долл., 40 меш (0,42 мм) — 18—26 долл. и 200 меш (0,074 мм) от 25,50 до 34 долл. (в 1983 г. 135—140 долл.). В этот же период стоимость норвежского нефелинового сиенита была 20—32 ф. ст. за 1 дл. т (в 1983 г. 50—75 ф. ст.).

Перспективы поисков, добычи и использования неметаллических полезных ископаемых в мире до 2000 г.

Для того чтобы открыть дверь в XXI в., недостаточно одного минерального сырья. Другим ключом в третье тысячелетие станут четыре великие истины:

1. Следует отказаться от догм в пользу творчества для того, чтобы контролировать «информационный шок».
2. Новые виды сырья — это мышление, информация, коммуникация.
3. Верстовые столбы на дороге в будущее — это компьютеры, микропроцессоры, промышленные роботы, биоиндустрия.
4. Знание и его совершенствование ведут к развитию промышленности и появлению ее новых видов, а это обеспечивает большую занятость населения, хотя при рационализации количество рабочих мест сокращается.

(Мысли служащего — Шрейбер, Франция, и Доко, Япония, 1980 г. — Кужварт).

Андалузит, силлиманит, кианит. Ожидается, что потребление кианита в производстве огнеупоров ежегодно будет расти на 5%. При этом 40% кианита будет использоваться в производстве железа и стали, 30% — в металлургии других металлов, 20% — в стекольной и керамической промышленности и 10% — в других отраслях промышленности.

Асбест. Расширение производства автомобилей с автоматической трансмиссией приведет к существенному увеличению потребностей в крокидолите, который используется в покрытии для металлических дисков в коробках передач. К росту потребления асбеста приведет также внедрение скоростных поездов со скоростями больше 200 км/ч, для которых потребуются новые дисковые тормозные колодки. Все больше длиноволокнистого асбеста будет использоваться в пластиках. Повышение химической стойкости труб, изготовленных на основе эпоксидных смол, потребует использования асбеста в покрытии поверхностей труб. Асбест будут использовать

в асфальтах для покрытия взлетно-посадочных полос на аэродромах и в ангарах, а также для восстановления скоростных автотрасс (на 1 км шоссе шириной 12 м требуется 22 т асбеста). Ведутся технологические исследования, направленные на разработку методов экономически выгодного получения синтетического асбеста. Существующие заменители асбеста (например, щелочестойкое высокоциркониевое стекловолокно) пока еще дороги, и прочность их со временем уменьшается*.

Барит. Будет возрастать потребление барита в качестве утяжелителя в буровых растворах, поскольку ожидаемая средняя глубина нефтяных скважин достигнет 2330 м в 2000 г. вместо 1600 м в 1974 г. Годовой метраж бурения предполагается около 43 млн. м.

Бентонит. Фундаментальной проблемой является обогащение материала, в особенности отделение кластических примесей от глинистой массы и восстановление железа. Увеличится потребление бентонита в буровых растворах.

Бор. Все возрастает объем использования бора в стекольной и керамической промышленности, особенно в производстве изоляционного стекловолокна (как следствие энергетического кризиса). Потребление бора в сельском хозяйстве будет определяться ростом населения. Бор позволяет значительно увеличить прочность пластмасс и металлов и соответственно создавать более высокие здания, более длинные мосты и более легкие и эффективные средства передвижения.

Строительный камень. Повсеместно ожидается, что сырье для получения дробленого камня будут широко добывать подземным способом.

Глины. Разбухающие глины, возможно, найдут применение при конструировании автострад с антискользящим покрытием. Потребление огнеупорных глин заметно упадет к концу века в результате развития технологии получения стали путем прямого восстановления руды, поскольку при этом увеличивается рабочая температура и потребуются более стойкие огнеупоры. Возможно, потребление глин увеличится в связи с получением из них глинозема (алюминия) и расширением производства синтетических цеолитов для рафинирования нефти.

Доломит. Полуобожженный доломит (с MgO помимо $CaCO_3$) используют для обработки питьевой воды с целью профилактики раковых заболеваний.

Полевой шпат. Главной проблемой является обогащение обычных полевошпатовых горных пород до получения полевого шпата,

* К сожалению прогноз Кужварта не оправдался — потребление асбеста сейчас падает, а не растет. — *Прим. ред.*

пригодного для изготовления стекла. В США 75% полевого шпата получают из аляскистов и прибрежных песков. Его обогащают флотацией. Этот процесс будет использоваться для получения чистого калиевого полевого шпата, пригодного для производства электронно-лучевых трубок для цветного телевидения. К 2000 г. полевой шпат уже будут извлекать из обычных разновидностей гранитов путем флотации. Имеется тенденция к повышению потребности в полевом шпате для производства листового автомобильного стекла и в строительстве.

Флюорит. Мировое потребление флюорита для производства аэрозолей и охлаждающих смесей будет уменьшаться, так как для этих целей, очевидно, найдут более безопасные вещества. Уменьшение будет наблюдаться и в стальной промышленности по мере перехода на технологию прямого восстановления руд. С другой стороны, больше флюорита потребуется в связи с нуждами алюминиевой промышленности — восстановление алюминия путем электролиза из глинозема, а также в производстве непрозрачных стекол. В будущем фтор будут извлекать из фосфатов, содержащих фторапатит.

Графит. Потребление графита в металлургии для доводки внутренних поверхностей литейных форм будет уменьшаться в результате постепенной замены графита порошками оливина, циркона и др. Возрастет потребление графита в изготовлении тиглей для отливки металлов. Применение тефлона уменьшит потребности в графите для смазки подшипников.

Гравий. В большинстве случаев гравий можно заменить дробленым камнем. Вспучивающиеся глины, пемза, перлит и другие подобные материалы заменяют гравий как наполнитель бетона.

Галлуазит. Галлуазит мог бы быть использован в качестве катализатора при крекинге тяжелых фракций нефти.

Гипс. Потребление гипса будет возрастать в зависимости от производства цемента.

Каолин. Потребность в каолине будет все возрастать в связи с ростом его использования в производстве керамического волокна, бумаги, картона и огнеупоров. В 2000 г. бумажная промышленность будет потреблять половину всего каолина. Возникнет, вероятно, необходимость в выпуске высококачественной и более тонкой бумаги для того, чтобы нейтрализовать растущие почтовые тарифы, так что каолин потребуется в большом количестве для уменьшения прочности тонкой бумаги.

Известняк. Производство цемента будет увеличиваться несмотря на то, что в будущем предполагается использовать более тонкие

панели, требующие меньшего расхода цемента, но скорость строительства будет все возрастать. Еще более широкому применению бетона и соответственно цемента препятствует его низкое сопротивление разрыву, объемные деформации при нагревании, реакционное взаимодействие со щелочами и затверждение неиспользованного цемента.

В металлургии потребление известняка в качестве шлакообразующей добавки при выплавке железа и стали будет увеличиваться по мере использования обычных доменных печей с основным кислородным процессом выплавки. Повышение требований к качеству и чистоте сталей потребует переплавки металла и удаления примесей путем дополнительной добавки известняка (CaO). Сельское хозяйство будет нуждаться в известняке во все возрастающих размерах для поддержания урожайности обрабатываемых кислых почв и для улучшения плодородия залежных земель.

Магнезит. Все больше магнезия будет использоваться в производстве огнеупорных изделий, бумаги, цемента, вискозы, в химической промышленности, для обработки воды, в конструкциях крупных летательных аппаратов типа аэробусов (где требуются Li- , Mg- , Al-Mg- сплавы), ручных пил и буровых машин, транспортных машин и при извлечении из руд соединений Be , Zr , U , Hf и Ti . Неистощимым источником магнезия является морская вода.

Слюда. Потребление листовой слюды заметно уменьшится в результате миниатюризации в электротехнике и электронике. Кроме того, слюду можно заменить полиамидами и полиэфирами, которые обладают идентичными свойствами при высоких температурах. Потребности в скрапе все же будут расти в электротехнике и электронике, в строительстве (кровельные материалы) и в производстве красок и пластмасс.

Небокситовое глиноземное сырье. Сюда относятся следующие материалы: обогащенный каолин с минимальным содержанием (30%) Al_2O_3 из низкокачественных месторождений, разрабатываемых также и для других целей; некоторые типы глин, щелочные лавы и углистые глины.

Перлит. Потребности во вспученном перлите будут особенно расти в строительной индустрии (наполнитель бетона, изоляционные плиты), для переработки воды и напитков и в сельском хозяйстве.

Фосфаты. Самыми крупными потребителями фосфатов остаются США (70% мировой продукции), СССР и Канада. Африка будет основным поставщиком фосфатов в Европу. Мировое потребление поднимется на 5% в год, а в развивающихся странах — на 10%. Для того чтобы обеспечить человечество пищей, не-

обходимо обрабатывать почвы, не содержащие достаточного количества фосфора и требующие искусственного удобрения. Если задаться целью предотвратить голод на значительной части Земли, то нужно значительно повысить урожайность, а для этого вносить больше фосфатов в почву, что может резко увеличить потребность в них.

Калий. Потребление калия в сельском хозяйстве будет постепенно возрастать. Фундаментальная проблема состоит не в добыче калия, а в его транспортировке из США и Канады, обладающих избыточными ресурсами, в развивающиеся страны, которые сильно нуждаются в этом компоненте удобрений. Однако они, возможно, окажутся не в состоянии покупать калий (если в них не добывается нефть). Металлический калий будет использоваться для охлаждения урановых топливных элементов, а образующиеся при этом пары калия могут использоваться для приведения турбин в движение.

Кристаллы кварца. Природные кристаллы кварца, которые используются для изготовления пьезокварцевых пластинок, будут полностью вытеснены искусственными кристаллами.

Кварцит. Ожидается, что мировое потребление ферросилиция будет возрастать параллельно с увеличением продукции стали. Спрос на кремний для других целей тоже поднимется, особенно это касается чистого кремния для электроники.

Каменная соль. Наблюдается тенденция ограничить использование каменной соли для удаления снега и льда с автострад, поскольку она способствует коррозии механизмов. Потребность в каменной соли для производства бумаги также может уменьшиться, так как бумага частично заменяется другими материалами; это возможно и для стекольной, и керамической промышленности. Заметное увеличение потребления каменной соли ожидается в производстве пластмасс и синтетических волокон, если принять во внимание быстрый рост их производства. Количество соли для пищевой промышленности зависит от роста населения.

Песок. Потребление формовочных песков, вероятно, будет снижаться по мере того, как все больше танет преобладать взрыв, прокатка и плавление (электронным лучом) и будет вводиться непрерывный розлив металла.

Сера. В основном сера идет на производство синтетических удобрений. В последние годы она нашла и другое применение, в основном в производстве пластмасс, строительных материалов (серные асфальты для покрытия автострад) и батарей на основе серно-литиевой или серно-натриевой пары элементов.

К концу века можно ожидать коренных изменений в обеспечении запасами серы. Производство первичной серы будет заметно

уменьшаться, освобождая место сере, получаемой в качестве попутного продукта переработки других видов сырья (сульфидов, нефти). В 1974 г. попутно извлекаемая сера составляла в общем балансе серы США 31%. Полагают, что к концу тысячелетия эти цифры поднимутся до 83%. Эта попутная сера в США в 1974 г. была получена из следующих материалов (в тыс. т):

	Производство США в 1974 г.	Потенциальное производство США в 2000 г.
Уголь	—	31 090
Нефть	1485	8 840
Природный газ	1237	1 138
Сульфидные руды меди	561	3 993
цинка	246	559
свинца	40	142
Другие сульфиды	5	61
	3574	45 822

Тальк. Рост потребления талька ожидается в производстве электронного оборудования, керамической кухонной утвари и компонентов космических кораблей. Увеличится потребление талька и при внедрении инсектицидов с коротким периодом действия вместо запрещенного теперь ДДТ.

Вермикулит (вспученный) будет использоваться в производстве не только строительных, но и изоляционных материалов, в очистке воды и воздуха (Minerals Facts and Problems, U.S. Bureau of Mines, 1975).

Цеолиты будут широко применяться в охране окружающей среды, например для удаления аммония из сточных вод (клиноптилолит), SO_2 из различных газов (морденит), в переработке радиоактивных отходов, удалении ^{90}Sr из загрязненных почв, в окислении NH_4^+ до NO_3^- нитрифицирующими бактериями, для дешевого процесса получения кислорода из атмосферы, используемого при выплавке стали (95% O_2) и азота (до 99,95% N_2), для нейтрализации кислых почв, в качестве носителя фунгицидов и пестицидов (клиноптилолит при борьбе с заболеваниями риса). С выгодой цеолиты могут быть также использованы для увеличения продуктивности свиней (возможное увеличение прибавки массы на 16% при добавке цеолита в корма) и цыплят (8% прибавки массы).

Запасы цеолитов в США оцениваются в 120 млн. т, а прогнозные ресурсы в целом составляют 10 млрд. т. Крупные месторождения цеолитов есть во Франции, Японии, ФРГ, Италии, Югославии, Венгрии, Болгарии, Аргентине, Чили и Мексике [115].

Литература

1. *Abonyi A., Abonyiova M.*, 1961. Magnesite deposits of Slovakia. (In Slovak). Miner. Slovaca, Monograph 1, Bratislava, pp. 1—125. (Magnezitové ložiská Slovenska, Miner. Slovaca, monografie 1, pp. 1—125).
2. *Adams S. S.*, 1970. Ore controls, Carlsbad potash district, New Mexico, Third Symposium on Salt, Rau J. L., Dellwig L. F., eds. Vol. 1, Northern Ohio Geological Society, Cleveland, pp. 246—247.
3. *Adamson R. J.*, 1961. Diamond recovery in southern Africa, 7th Commonwealth Min. Metall. Congr., South Africa, Trans. 3, Johannesburg, pp. 1093—1101.
4. *Alexander F. M.*, 1953. Field trip to Central Tennessee phosphate district, Southeastern Section, Geol. Society of America, Guidebook, Nashville, Tenn., pp. 3—8.
5. *Barčan J.*, 1975. Die experimentelle Modellierung metasomatischer Verdrängungen in den Systemen Kalzit \rightleftharpoons Dolomit \rightleftharpoons Magnejit, Geol. sbornik — Geologica Carpathica 26, Bratislava, pp. 85—103.
6. *Balkay B., Bardossy G.*, 1974. Investigation of partial processes of laterization on some Guinean laterites, Aluterv Technical Papers, Budapest, pp. 1—30.
7. *Bardossy G.*, 1982. Karst bauxites, Akademiai Kiadó, Budapest, Elsevier, Amsterdam — Oxford — New York, pp. 1—441.
8. *Bates R. L.*, 1969. Geology of the industrial minerals and rocks, Dover Publications Inc., New York, pp. 1—459.
9. *Bates R. L.*, 1970. Geometry of deposits of the sedimentary nonmetallics, Proc. 3rd Forum on Geology of the Industrial Minerals, Kansas Geol. Survey, Special distribution publication 34, Lawrence, pp. 45—50.
10. *Bates R. L.*, 1972. Sedimentary fractionation and industrial mineral deposits, Proc. 7th Forum on Geology of Industrial Minerals, Florida Bureau of Geology, Spec. Publ., 17, Jacksonville, pp. 13—16.
11. *Baxter J. W. et al.*, 1973. A geologic excursion to fluorspar mines in Hardin and Pope Counties, Illinois, Illinois State Geol. Survey, Guide-book Series II, Urbana, pp. 1—28.
12. *Behre C. H. Jr.*, 1932. Origin of bauxite deposits, Econ. Geol., 27, Lancaster, Pa., pp. 676—680.
13. *Benešová-Talándová M.*, 1969. Contribution to mineralogical evaluation of barite. (In Czech). Geol. pruzkum 11, Praha, p. 180 (Příspěvek k metodice mineralogického hodnocení barytu. Geol. pruzkum 11, Praha, p. 180).
14. *Benešová Z., Durišová J.*, 1980. Gas-liquid inclusions and their significance for geology. (In Czech). Výzkumné práce Ústř. Úst. geol. 23 ú. ÚÚG Praha, pp. 1—80. (Plynokapalně uzavřené a jejich význam pro geologii. Výzkumné práce Ústř. Úst. geol. 23 ú, pp. 1—80).
15. *Bentz A., Martini H. J.*, ed., 1968. Geowissenschaftliche Methoden. Erster Teil, Ferd. Enke Verlag, Stuttgart, pp. 1—1355.
16. *Bernard J. H.*, 1981. Mineralogy of Czechoslovakia. (In Czech). Academia, Praha, pp. 1—645. (Mineralogie Československa. Academia, Praha, pp. 1—645.)
17. *Berry L. G.*, ed., 1974. Selected powder diffraction data for minerals. Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Park Lane, Pennsylvania, pp. 1—1241.
18. *Билибин Ю. А.*, 1959. Избранные труды, Изд. АН СССР, т. 1, Москва.
19. *Bischof G.*, 1855. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie, Bd. II, Abt. 3, Adolph Markus, Bonn, pp. 1667—2012.
20. *Bjoerum H.*, 1975. Olivine: an interesting industrial mineral, Industr. Minerals No. 99, London, pp. 47—51.
21. *Blankenburg H. J.*, 1971. Der Rohstoff Climmer und seine Verwendung, Bergbau-Handel, Berlin, Teil 1, pp. 1—104. Teil 2, pp. 1—113.
22. *Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. Р.*, 1959. Алмазные месторождения Якутии, Гос. науч.-тех. изд. лит. по геол. и охране недр, Москва, с. 1—525.
23. *Bolze C. E., Malone P. G., Smith M. J.*, 1974. Microbial mobilization of barite, Chem. Geol. 13, Amsterdam, pp. 141—143.

24. Борзунов В. М., 1969. Месторождения нерудных полезных ископаемых, их разведка и промышленная оценка. Изд. Недра, Москва, с. 1—334.
25. Bowen N. L., Tuttle O. F., 1949. System $MgO-SiO_2-H_2O$, Bull. Geol. Soc. Amer., 60, Rochester, pp. 439—460.
26. Brana V., 1967. Zacamintele nemetalifere din România, Editura tehnica, Bucuresti, pp. 1—472.
27. Branson E. B., 1915. Origin of thick gypsum and salt deposits, Bull. Geol. Soc. Amer., Rochester, pp. 231—242.
28. Bristow C. M., 1977. A review of the evidence for the origin of the kaolin deposits in S. W. England, Proc. 8th Internat. Kaolin Symposium, Madrid — Rome No. K-2, Madrid, pp. 1—19.
29. Brobst D. A., 1979. Barite in rocks of Mississippian age, U. S. Geol. Survey Prof. Papers 1010, Part 2, Washington, D. C., pp. 457—460.
30. Brobst D. A., Pratt W. P., ed., 1973. United States mineral resources, U. S. Geol. Survey Prof. Papers 820, Washington D. C., pp. 1—722.
31. Buzás J., 1975. Thermal analysis, Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 1—1046.
32. Carrol D., Hathway J. C., 1963. Mineralogy of selected soils from Guam, U. S. Geol. Survey Prof. Papers 403, Washington, D. C., pp. 1—53.
33. Cathcart J. B., Blade L. V., Davidson D. F., Ketner K. B., 1953. The geology of the Florida land-pebble phosphate deposits, 19th Internat. Geol. Congress, Comptes Rendus, sec. 11, pt. 11, Algiers, pp. 77—91.
34. Cavinato A., 1964. Giacimenti minerari, Unione tipografico-editrice torinese, Torino, pp. 1—686.
35. Chermette A., 1972—1973. Un demi-siècle de spath-fluor français (1922—1972), Mines et Metallurgie, Paris, Oct., pp. 179—182, Nov/Dec., pp. 201—204, 213, Jan/Febr., pp. 9—12, 14 Mar., pp. 8, 11, Apr., pp. 10—13, May, pp. 9—16.
36. Chidester A. H., Billings M. P., Cady W. M., 1951. Talc investigation in Vermont, U. S. Geol. Survey., 95, Washington, D. C.
37. Chilingar G. V., Bissel J. J., Fairbridge R. W., ed., 1967. Carbonate rocks, I. Origin, occurrence and classification, II. Physical and chemical aspects, Elsevier, Amsterdam — Oxford — New York, pp. 1—471, 1—413.
38. Chrt J., 1970. Experience with exploration and exploitation of fluorite deposits in neighbouring countries. (In Czech.) Hornická Příbram, sekce Geologie rudních ložisek, Příbram, pp. 1—12. (Zkušenosti s průzkumem a těžbou fluoritu v sousedních státech, Hornická Příbram, sekce Geologie rudních ložisek, pp. 1—12.)
39. Chrt J., Tichý K., 1974. Two neoid fluorite districts in Bulgaria (In Czech), Geol, průzkum 16, Praha, pp. 89—90. (Dva neoidní fluoritové revíry v Bulharsku. Geol. průzkum, pp. 88—90.)
40. Cilliers J. J. le R., Genis H. J., 1964. Crocidolite asbestos in the Cape Province, The Geology of Some Ore Deposits of Southern Africa 2, Geol. Soc. of South Africa, Johannesburg, pp. 543—570.
41. Collins A. G., et al., 1967. Bromide and iodide in oilfield brines in some Tertiary and Cretaceous Formations of Mississippi and Alabama, Report of Investigations 6959, U. S. Bureau of Mines, Washington, D. C., pp. 1—27.
42. Curtis C. D., Spears D. A., 1971. Diagenetic development of kaolinite, Clays and Clay Minerals 19, New York, pp. 219—227.
43. Davis J. C., 1965. Bentonite deposits of the Clay Spur District, Crook and Weston Counties, Wyoming, Wyoming Geol. Survey, Preliminary Report No. 4, Laramie, pp. 1—17.
44. Dewey J. F., Burke K. C., 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation — products of continental collision, J. Geol. 81, Chicago, pp. 683—692.
45. Dolbear S. H., ed., 1959. Industrial minerals and rocks, 2nd edition, Amer. Inst. of Mining and Metall. Engineers, New York, pp. 1—1156.
46. Dunn J. A., 1942. Mica, Rec. Geol. Survey, India, Vol. 76, Bull. 10, Calcutta, pp. 1—80.
47. Edmonds E. A., McKeown, Williams M., 1969. South-west England. (3rd edition), British Regional Geology, Institute of Geological Sciences, London, pp. 1—130.
48. El-Kammar A. M., 1978. On the extreme western limits of the Egyptian phosphorites, Western Desert, Egypt. Chemie der Erde 39, Jena, pp. 74—84.

49. *Erdosh G.*, 1970. Geology of Bogala Mine, Ceylon, and origin of vein type graphite, Miner. Deposita 5, Springer, Berlin — Heidelberg — New York, pp. 375—382.
50. *Еремеев В. П., Меренков В. И., Петров В. П., Соколова Л. А.*, 1959. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы. Труды АН СССР, 31, Москва, с. 19—35.
51. *Erhart H.*, 1956. La genèse des soles en tant que phénomène géologique, Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie, Mason et Cie., Paris, pp. 1—90.
52. *Ермаков Н. П.*, 1950. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьков, Унив. Харьков, с. 1—460.
53. *Ernst W. G.*, 1969. Earth materials, Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 1—149.
54. *Espenshade G. H., Potter D. B.*, 1960. Kyanite, sillimanite and andalusite deposits of the Southeastern States, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 336, Washington D. C., pp. 1—121.
55. *Farmer V. C.*, ed., 1974. The infrared spectra of minerals, Mineralogical Society, London, pp. 1—539.
56. *Feely W., Kulp J. L.*, 1957. Origin of Gulf Coast salt dome sulfur deposits, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 41, Chicago, pp. 1802—1853.
57. *Ферсман А. Е.*, 1940. Пегматиты, Том 1, Изд. АН СССР, Москва, с. 1—712.
58. *Freyberg B., von.*, 1926. Die Tertiärquarzite Mitteleuropas, Enke, Stuttgart, pp. 1—243.
59. *Fuchs Y.*, 1978. Sur un exemple de relation entre une minéralisation barytique et un milieu à évaporites, Sci. Terre, 22, Nancy, pp. 127—146.
60. *Galan-Huertos E., Rodas M.*, 1973. Contribución al estudio de los depósitos de talca de Puebla de Lillo (Leon, Espana). Boletín Geológico y Minero 84, Madrid, pp. 347—365.
61. *Galan-Huertos E., Espinoza de los Monteras J.*, 1974. El caolín en Espana, Soc. Esp. Ceram. y Vid., Madrid.
62. *Gandin A.*, 1973. Un esempio di deposizione stratiforma di barite nella dolomia rigata de cambrice della Sardegna sud-occidentale, Boll. Soc. Geol. Ital. 92, Roma, pp. 329—354.
63. *Garrels R. M., Christ C. L.*, 1965. Solutions, minerals, equilibria, Freeman, Cooper and Co., San Francisco, pp. 1—450.
64. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.*, 1971. Evolution of sedimentary rocks, W. W. Norton and Co., New York, pp. 1—397.
65. *Gilbert F. C., Gilpin W. C.*, 1951. Production of magnesite from seawater and dolomite, Research 8, New Brunswick, N. Y., pp. 348—353.
66. *Gillson J. L., Kania J. E. A.*, 1930. Emery deposits near Peekskill, N. Y. Econ. Geol., 25, Lancaster, Pa., pp. 506—527.
67. *Gillson J. L.*, ed., 1960. Industrial minerals and rocks (non metallics other than fuels), 3rd edition, reprinted 1971. Amer. Inst. of Mining, Metall. and Petroleum Engineers, New York, pp. 1—934.
68. *Гинзбург А.*, 1955. Минерало-геохимическая характеристика литевых пегматитов. Труды Мин. музея АН СССР, 1, Москва, с. 60—73.
69. *Goldsmith M., Waalwick H., Widenhof N.*, ed., 1976. A strategy for resources, North Holland Publishing Co., Amsterdam — New York — Oxford, pp. 1—230.
70. *González Reyna J.*, 1956. Riqueza minera y yacimientos minerales de México, 3rd edition, 20th Internat. Geol. Congress, Mexico, 1956, pp. 1—497.
71. *Gordon M. Jr., Tracey J. I., Ellis M. W.* 1958. Geology of the Arkansas bauxite region, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 299, Washington, D. C., pp. 1—268.
72. *Goretzky J. K.*, 1959. Principles of distribution of bauxite deposits and the conditions of their formation. Econ. Geol., 54, Lancaster, Pa., p. 960.
73. *Green T. H.*, 1969. High-pressure experimental studies on the origin of anorthosites, Canad. J. Earth Sci., 6, Ottawa, pp. 427—440.
74. *Grubb L. P. C.*, 1971. Genesis of Weipa bauxite deposits, N. E. Australia, Miner. Deposita 6, Springer, Berlin — Amsterdam — New York, pp. 265—274.

75. *Gruszczuk H.*, 1972. Nauka o złożach, Wydawnictwo geologiczne, Warszawa, pp. 1—562.
76. *Gurr T. M.*, 1979. Geology of U. S. phosphate deposits, Mining, Eng., 31, New York, pp. 682—691.
77. *Hanuš V.*, 1963. Über die Entstehungsgeschichte metasomatischer Sideritlagerstätten in Westkarpaten (Tschechoslowakei). Sbor. Ústř. Úst. geol. 28, Praha, pp. 497—522.
78. *Heinrich E. V.*, 1967. Carbonatites: nil-silicate igneous rocks, Earth Sci. Rev., 3, Amsterdam, pp. 203—220.
79. *Helvaci C., Firman R. J.*, 1976. Geological setting and mineralogy of Emet borate deposits, Trans. Inst. Min. metallurgy (Section B), Hertford, pp. 141—152.
80. *Holter M.*, 1967. Geology and economics of the Prairie Evaporite Formation of Saskatchewan, Proc. Sask. Industr. Exposition and Mineral Symposium, Regina, pp. 333—350.
81. *Hsu K. J.*, 1972. Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite, Earth Sci. Rev. 8, Amsterdam, pp. 371—396.
82. *Huang W. A., Keller W. D.*, 1972. Geochemical mechanism for the dissolution, transport and deposition of aluminium in the zone of weathering, Clays and Clay Miner., 20, New York, pp. 69—74.
83. *Ilić M., Popović A.*, 1970. Rezultati novijeg proučavanja magnezitskog ležišta Beli Kamen, Vesnik Geologija, Zavod za geološka i geofizička istraživanja 28, Beograd, pp. 25—57, 1970.
84. *Ингерсон И.*, 1959. Методы и проблемы геологической термометрии. Сб. Пробл. рудных месторождений. Изд. иностр. лит., Москва, с. 319—387.
85. *Ivanov S. N.*, 1970. Hydrothermal ore formation under sea and on continents and the vertical extension of ore bodies. In: Z. Pouba and M. Štemprok, eds., Problems of hydrothermal ore deposits, Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 168—177.
86. *Janković S., Vakanjac B.*, 1969. Ležišta nemetaličnih mineralnih sirovina, Gradevinska knjiga, Beograd, pp. 1—247.
87. *Jensen M. L., Bateman A. M.*, 1981. Economic mineral deposits, 3rd edition, John Wiley and Sons, New York, pp. 1—593.
88. *Johnston W. D., Jr., Butler R. D.*, 1946. Quartz crystals in Brazil, Geol. Soc. Amer. Bull., 57, Rochester, N. Y., pp. 601—650.
89. *Jones G. K.*, 1971. Industrial minerals treatment plant. Ind. Miner. No. 45, 47, 51, London, pp. 37—43, 33—43, 39—50.
90. *Keller W. D.*, 1968. Flint clay and flint-clay facies. Acta Univ. Carol., Geol., Praha, pp. 151—174.
91. *Kennedy G. C., Nordlie B. E.*, 1968. The genesis of diamond deposits, Econ. Geol., 63, Lancaster, Pa., pp. 493—503.
92. *Kesler T. L.*, 1963. Environment and origin of the Cretaceous kaolin deposits of Georgia and South Carolina, Georgia Mineral Newsletter 16, Atlanta, pp. 2—11.
93. *Klana D., Kuhn G., Seidel G.*, 1966. Ausbildung und Erkundung der Gips- und Anhydritlagerstätten der DDR, Baustoffindustrie 9, Berlin, pp. 313—317.
94. *Kline C. H.*, 1970. Industrial minerals are big business, Mining Eng., 22, Dec., New York, pp. 46—47.
95. *Kodym O., Jr.*, Methods of investigation of graphite deposits in Bohemia. (In Czech). Vešt. Ústř. Úst. geol., 37, Praha, pp. 9—16. (Metodika výzkumu grafitových ložisek v Čechách), Věst. Ústř. Úst. geol. 32, Praha, pp. 9—16.
96. *Коржинский Д. С.*, 1955. Очерк метасоматических процессов. Сборн. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, Москва, с. 332—452.
97. *Kozłowski S.*, 1974. Problem klasyfikacji surowców skalnych, Biul. Inst. geol., 280, Z badań złożeń surowców skalnych w Polsce 7, Warszawa, pp. 33—48.
98. *Krajewski R., Smulikowski K.*, ed., 1964. Zarys nauki o złożach kopalin użytecznych, Wydawnictwo geologiczne, Warszawa, pp. 1—732.
99. *Krčmar B., Veselý J.*, 1976. New possibilities of atmogeochemical prospecting. (In Czech), Geol. průzkum, 18, Praha, pp. 166—168. (Nové možnosti atmogeochemické prospekce, Geol. průzkum 18, Praha, pp. 166—168.

100. *Кропотова О. И., Миловский А. В., Чех Ф.*, 1976. Изотопный состав углерода некоторых графитов. Вестник Моск. Унив., 2, Москва, с. 66—71.
101. *Krumbein W. C., Garrels R. M.*, 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials, *J. Geol.* 60, Chicago, pp. 1—34.
102. *Куликовский В. К.*, 1968. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Изд. Киевского Унив., Киев, с. 1—226.
103. *Kip N., de*, 1965. The mineral resources of Africa, Elsevier Publishing Company, Amsterdam—London—New York, pp. 1—740.
104. *Кузьменко М. В., Недумов И. В.*, ред., 1965. Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. Наука, Москва, с. 1—333.
105. *Kužvart M.*, 1965a. Weathering of quartzites covered by basalt tuffs in north-western Bohemia, *Acta Univ. Carol., Geol., Praha*, pp. 227—236.
106. *Kužvart M.*, 1965b. Problems of rocks weathering (In Czech), *Věstník Ústf. Úst. geol.*, 40, Praha, pp. 55—69. (Problémy zvětrávání hornin. Věst. Ústf. Úst. geol. 40, Praha, pp. 55—69.)
107. *Kužvart M.*, 1968. Notes on prospecting for kaolin and clays in humid tropics, *Acta Univ. Carol., Geol., Praha*, pp. 21—28.
108. *Kužvart M.*, ed., 1968. Kaolin deposits of Czechoslovakia, 23rd Internat. Geol. Congress 15, Praha, pp. 47—73.
109. *Kužvart M.*, 1981. Industrial minerals and rocks in Czechoslovakia, *Ind. Miner.* No. 162, London, pp. 19—35.
110. *Kužvart M., Böhmer M.*, 1978. Prospecting and exploration of mineral deposits, Academia, Praha, Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York, pp. 1—431.
111. *Kužvart M.*, ed., 1983. Deposits of industrial minerals and rocks of the Czech republic. (In Czech, Russian abstract), Universitas Carolina, Praha. (Ložiska nerudných surovin ČSR, Universitas Carolina, Praha.)
112. *Ladoo R. B., Myers W. M.*, 1951. Nonmetallic minerals, McGraw Hill, New York—Toronto—London, pp. 1—605.
113. *Lamey C. A.*, 1966. Metallic and industrial mineral deposits, McGraw Hill, New York, pp. 1—567.
114. *Larsen G., Chillingar G. V.*, ed., 1967. Diagenesis in sediments, Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York, pp. 1—551.
115. *Lefond L. J.*, ed., 1975. Industrial minerals and rocks (nonmetallics other than fuels), 4th edition, Amer. Inst. of Mining, Metall. and Petroleum Engineers, New York, pp. 1—1360.
116. *Leitmeier H.*, 1953. Die Entstehung der Spatmagnetite in den Ostalpen, *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt.*, 3, Wien, pp. 305—331.
117. *Lesko I.*, 1972. Über Bildung von Magnesitlagerstätten, *Miner. Deposita* 7, Berlin, pp. 61—72.
118. *Liptay C.*, 1976. Atlas of thermoanalytical curves, Akademiai Kiadó, Budapest, pp. 1—350.
119. *Llarena J. G. de*, 1953. Über die sedimentäre Entstehung des ostalpinen Magnesits "Typus Veitsch". *Montan-Ztg.* 69, Leoben, pp. 55—62.
120. *Longhnan F. C.*, 1969. Chemical weathering of silicate minerals, Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York, pp. 1—154.
121. *Lyell Ch.*, 1865. Elements of geology or the ancient changes of the Earth and its inhabitants as illustrated by geological monuments, Murray, London, pp. 1—799.
122. *Mackenzie R. C.*, ed., 1974. Differential thermal analysis. Acad. Press, London, pp. 1—607.
123. *Manojlović D.*, 1970. Geološka karakteristika i praktičan značaj ležišta magnezita štokverknog tipa Mramor (okolina Rožane). *Vesnik Geologija, Zavod za geološka i geofizička istraživanja* 28, Beograd, pp. 93—110.
124. *Marel H. E., van der, Beutelspacher H.*, 1976. Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures, Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York, pp. 1—396.
125. *Маринов Н. А.*, 1980. О флюоритовой минерализации восточной Монголии, *Геол. рудн. месторожд.* 22, Москва, с. 99—103.

126. *Mather W. B.*, 1947. Barite deposits of central Missouri, AIME Tech. Publ. 2246, New York, pp. 1—15.
127. *Minato H., Aoki M.*, 1978. The mode of formation of clinoptilolite from volcanic glass—in the case of Tamatsukuri, Shimane Prefecture, Japan. Scientific Papers of the College of General Education, Univ. of Tokyo 28, pp. 205—214.
128. *Minato H., Utada M.*, 1970. Bentonite deposit and manufacturing plant in Yokokawa District (Japan), Guidebook 4, 7th General Meeting of Internat. Miner. Assoc., Tokyo, pp. 1—14.
129. *Mišík M.*, 1963. Authigenic quartz and authigenic feldspars in Mesozoic limestones of West Carpathians, Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 14, Bratislava, pp. 295—300.
130. *Mitchell R. H., Crockett J. H.*, 1971. Diamond genesis—a synthesis of opposing views, Mineral. Deposita, 6, Heidelberg, pp. 392—403.
131. *Morawiecki A.*, 1968. Wykorzystanie surowców mineralnych w gospodarce narodowej. In: Poradnik pracownika służby geologicznej, Wydawnictwo geologiczne, Warszawa.
132. *Murray H. H.*, 1975. Clay, TAPPI Monograph Series No. 38, pp. 69—109.
133. *Nagasawa K.*, 1977. Geology and mineralogy of kaolin deposits of supergene origin in Japan, 7th Symposium on Genesis of Kaolin, Tokyo, pp. 32—45.
134. *Neužil J., Kužvart M.*, 1968. Petrography of kaolins from Ghana, 23rd Internat. Geol. Congress, vol. 14, Praha, pp. 31—43.
135. *Ney P.*, 1956. Zum gegenwärtigen Stand des Magnesitproblems, Z. Dtsch. Geol. Gesell. 108, Hannover, pp. 203—220.
136. *Ochsenius C.*, 1877. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze, Pfeffer, Halle, pp. 1—172.
137. *Ollier C. D.*, 1969. Weathering, Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 1—304.
138. *Ovcharenko F. D. et al.*, 1967. Investigations of the physicochemical mechanics of clay-mineral dispersions, (Trans. from Russian by Z. Lerman.) Israel Program Science Translations, Jerusalem, pp. 1—146.
139. *Overstreet W. C.*, 1947. Graphite deposits in southern Korea, Econ. Geol. 42, Lancaster, Pa., pp. 424—425.
140. *Padalino D., Pretti S., Tamburrini O., Tocco S., Uras I., Violo M., Zuffardi P.*, 1973. Ore deposition on karst formations with examples from Sardinia, In: G. A. Amstutz, A. J. Bernard, ed., Ores in sediments, Springer, Berlin—Heidelberg—New York, pp. 209—220.
141. *Park Ch. F. Jr., MacDiarmid R. A.*, 1970. Ore deposits, W. H. Freeman and Co., San Francisco, pp. 1—552.
142. *Patterson N. S.*, 1967. Bauxite reserves and potential aluminum resources of the world, U. S. Geol. Survey Bull., 1228, Washington, D. C., pp. 1—176.
143. *Pawłowska K.*, 1965. Syntetyczny opis litostratigraficzny osadów miocenu na obszarze między Chmielnikiem i Tarnobrzegiem, Przewodnik XXXVIII, zjazdu Polskiego towarzystwa geologicznego, Warszawa, pp. 21—29.
144. *Perry E. S.*, 1948. Talc, graphite, vermiculite and asbestos in Montana, Mont. Bur. Mines and Geology Memoir 27, Butte.
145. *Petrascheck W. E.*, 1961. Zur Bildung griechischer Magnesitlagerstätten, Radex — Rundschau Heft 1, Radenhein, Kärnten.
146. *Петров В. П.*, 1948. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, сер. петр. 95, 29, Москва, с. 1—199.
147. *Polák A.*, 1972. Industrial minerals and rocks. (In Czech), SNTL, Praha, pp. 1—390. (Nerudné nerostné suroviny, SNTL, Praha, pp. 1—390.)
148. *Pouba Z.*, 1971. Acid rocks at the contact of basic and ultrabasic intrusions with biotite gneiss (Vysoký Jeseník Mts., Czechoslovakia), Acta Univ. Carol., Geol., Praha, pp. 123—139.
149. *Rankama K.*, 1963. Progress in isotope geology, John Wiley and Sons, New York—London, pp. 1—705.
150. *Reimer T. O.*, 1978. Detrital barites in the Karoo Supergroup of Southern Africa, Miner. Deposita 13, Berlin, pp. 235—244.

151. *Richter-Bernburg G.*, 1964. Vergleichende Betrachtungen deutscher und iranischer Salzstöcke, Z. Dtsch. geol. Gesell., 114, Hannover, pp. 692—693.
152. *Ringwood A. E.* 1974. The petrographical evolution of island arc systems, J. Geol. Soc. London, 130, London, pp. 183—204.
153. *Riordon P. H. et al.*, 1957. Asbestos, In: Geol. of Canadian Ind. Mineral Deposits, Canadian Inst. Min. Metall., Montreal, pp. 3—53.
154. *Routhier P.*, 1963. Les gisements metalliferes I. Mason et Gie, Paris, pp. 1—967.
155. *Rösler H. J., Blankenberg H. J.*, 1968—1972. Lagerstätten der Steine und Erden, Weiterbildung, 1—4 Lehrbrief. Bergakademie, Freiberg, pp. 1—144, 1—163, 1—138, 1—164.
156. *Rubey W. W.*, 1951. Geologic history of seawaters: an attempt to state a problem, Bull. Geol. Soc. Amer., 62, Washington D. C., pp. 1111—1147.
157. *Rubey W. W., Callaghan E.*, 1963. Magnesite and brucite, In: Hewett D. F. et al., Mineral resources of the region around Boulder Dam, U. S. Geol. Survey Bull., 871, Washington D. C., pp. 113—144.
158. *Ryan W. B. F., Hsü K. J., Nesteroff D., Pautot G., Wenzel F. C., Lort J. M., Cits H., Mayne W., Stradner H., Dumitrica P.*, 1973. Initial report of the Deep-Sea Drilling Project, Lisbon to Lisbon 13, U. S. Government printing office, Washington, D. C.
159. *Sagul C.*, 1923. The sulfur mines of Sicily, Econ. Geol., 18, New Haven, Conn., pp. 278—287.
160. *Schlaller W. T.*, 1930. Borate minerals in Kramer, Mojave Desert, Calif. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 158—1, Washington D. C., pp. 137—170.
161. *Scharm B., Burda J., Hofreiter V., Tuma P., Černý P.*, 1977. Hydrozircon with microspherical structure, Čas. min. geol. 22, Praha, pp. 339—346.
162. *Scull B. J.*, 1958. Origin and occurrence of barite in Arkansas, Information Circular 18, Arkansas Geology and Conservation Commission, Little Rock, pp. 1—101.
163. *Serano L.*, 1973. Contribuicao para o conhecimento do jazigo de caulino de Alvaraes (Viana do Castelo), Estudos, Notes e Trabalhos do S.F.M. 20, Porto, pp. 235—296.
164. *Sheridan D. M. and others*, 1957. Geology and beryl deposits of the Peerless pegmatite, Pennington County, South Dakota. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 297-A, Washington D. C., pp. 1—47.
165. *Siegl W.*, 1955. Zur Entstehung schichtiger und strahliger Spatmagnetite, Berg-, u. Hüttenmänn. Mh. 100, Wien, pp. 79—84.
166. *Skinner K. C.*, 1944. Diatomites of the Pacific Northwest as filter-aids, U.S. Bureau Mines Bull. 460, Washington D.C., pp. 1—87.
167. *Slávik J.*, ed., 1970. Industrial minerals and rocks in Slovakia. (In Slovak). Mineralia slov. 3, Bratislava—Sp. N. Ves. p. 279—595. (Zborník o nerudných surovinách Slovenska, Mineralia slov. 3, Bratislava, pp. 279—595.)
168. *Смирнов В. И.*, 1965. Геология полезных ископаемых. Первое издание. Недра, Москва, с. 1—590.
169. *Смирнов В. И.*, 1969. Геология полезных ископаемых. Второе издание. Недра, Москва, с. 1—687.
170. *Smirnov V. I.*, 1975. Geology of mineral deposits (In English). Mir, Moscow, pp. 1—520.
171. *Sobczyński P., Szuwarzyński M.*, 1973. Występowanie barytu w komorach krasowych w kopalni "Trzebieńka". Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego 43, Krakow, pp. 315—318.
172. *Stemprok M., Vejnar Z.*, 1959. Origin of fluorite veins near Jilové, N. Bohemia: (In Czech, English abstract.) Sborník Ústf. Úst. geol. 25, Praha, pp. 235—267. (Geneze fluoritových žil u Jilového v severních Cechách. Sbor. Ústf. Ústavu geol. 25, pp. 235—267.)
173. *Stoch L., Bahranowski K., Gatarz Z.*, 1979. Bleaching properties of non-bentonitic clay materials and their modification II. Mineralogia Polonica 10, Warszawa, pp. 21—37.
174. *Stonehouse D. H.*, 1970. Cypsum and anhydrite, Canadian Minerals Yearbook, Mineral Resources Branch, Dept. of Energy, Mines and Resources, Ottawa, pp. 775—1011.

175. *Страхов Н. М.*, 1962. Основы теории литогенеза. Том I. Изд. АН СССР, Москва, с. 1—212.
176. *Stuckey J. L.*, 1947. Kaolins of North Carolina, AIME Trans. 173, New York, pp. 47—55.
177. *Tardy Y.*, 1969. Géochimie des alterations, Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristalline d'Europe et d'Afrique, Mém. Serv. Ct. géol. Alsace Lorraine 31, Strasbourg, pp. 1—199.
178. *Татаринов П. М.*, 1955. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, Москва, с. 1—280.
179. *Татаринов П. М.*, 1969. Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых. Недра, Москва, с. 1—672.
180. *Thorez J.*, 1980a. Phyllosilicates and clay minerals (a laboratory handbook for their X-ray diffraction analysis). Lelotte, Dison, pp. 1—604.
181. *Thorez J.*, 1980b. Practical identification of clay minerals, Lelotte, Dison, pp. 1—90.
182. *Tichý L., Turnovec I.*, 1978. On possible geochemical indication of graphite in south Bohemia (In Czech). Geol. pruzkum 20, Praha, pp. 73—75. (Možnost geochemické indikace grafitu v jižních Čechách. Geol. pruzkum 20, pp. 73—75).
183. *Togashi Y.*, 1976. Clay deposit and hydrothermal alteration of the Itaya kaolin mine, Yamagata Prefecture, Japan, 7th Symposium on Genesis of Kaolin, Guide to Field Investigations, Tokyo, pp. 16—31.
184. *Trebichavský J.*, 1974. Boron—a world survey (In Czech). Inform. Zprav. Nerost. Sur. 6, No. 3, Kutná Hora, pp. 1—84. (Bor—přehled o světovém hospodářství. Inform. Zprav. Nerost. Sur. 6, pp. 1—84).
185. *Turan J., Vancová L.*, 1979. Strukturen und Texturen der Lagerstättenausfüllungen von Magnesitlagerstätten im Karbon der Westkarpaten, Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, Bratislava, pp. 207—226.
186. *Turner F. J.*, 1968. Metamorphic petrology, Mineralogical and field aspects, McGraw Hill, New York, pp. 1—403.
187. *Usiglio J.*, 1849. Analyse de l'eau de la Méditerranée sur les côtes de France, Ann. Chim. Phys., 3ième serie 28, Paris, pp. 92—107, 172—191.
188. *Utada M.*, 1970. Occurrence and distribution of authigenic zeolites in the Neogene pyroclastic rocks in Japan, Scientific Papers of the College of General Education, University of Tokyo, 20, Tokyo, pp. 191—262.
189. *Vachtl J.*, 1969. Review of kaolin deposits of Europe, 23rd Internat. Geol. Congress, 15, Praha, pp. 13—24.
190. *Vakanjac B.*, 1970. The classification of nonmetallic minerals. Vesnik Geologija, Zavod za geol. i geof. istraž., series A, No. 27, Beograd.
191. *Vejnar Z.*, 1958. A contribution to the problem of the origin of some chrysotile asbestos deposits in Eastern Asia, Sbor. Úst. geol., 25, Praha, pp. 313—388.
192. *Verhoogen J., Turner F. J., Weiss L. E., Wahrhaftig C., Fyfe W. S.*, 1970. The Earth. An introduction to physical geology, Holt, Rhinehart and Winston, Inc., New York, pp. 1—748.
193. *Vernon R. O.*, 1951. Geology of Citrus and Levy Counties, Florida, Florida Geol. Survey Bull. 33, Tallahasee, pp. 195—203.
194. *Vitaliano C. J.*, 1950. Needles magnesite deposit, San Bernardino County, Calif. California Jour. Mines and Geology 46, Sacramento, pp. 357—382.
195. *Vitaliano C. J., Cleveland J. H.*, 1966. Magnesium mineralization, Gabbs, Nevada, Symposium on Geology of Cement Raw Materials, Indiana Univ., Bloomington, pp. 173—197.
196. *Власов К. А.*, 1951. К вопросу о генезисе пегматитов. Докл. АН СССР, 78, № 2, Москва, с. 351—354.
197. *Wadia D. N.*, 1943. A brief account of the mineralogy of the graphite deposits of Ceylon: a note on the origin of the graphite. Ceylon Dept. Mineralogy Records, Prof. Paper 1, Colombo, pp. 15—24.
198. *Walthe J.*, 1903. Die Entstehung von Salz und Gyps durch topographische oder klimatische Ursachen. Centralbl. Mineral. Geol. Paläont., Stuttgart, pp. 211—217.
199. *Warin O. N.*, 1968. Deposits of phosphate rocks in Oceania, Proceedings of the Seminar on Sources of Mineral Raw Materials for the Fertilizer Industry in Asia and

- the Far East, United Nations Mineral Resources Development Series 32, pp. 124—132.
200. *Watanabe T.*, 1940. Eruption of molten sulfur from Siretoko — Iosan volcano, Japan, *Jap. Journ. Geol. and Geogr.* 17, Tokyo, pp. 289—310.
201. *Wedepohl K. H.*, ed., 1969—1974. Handbook of geochemistry, Springer, Berlin — Heidelberg—New York.
202. *Weizenstein W.*, 1975. Limnische Huntit—Hydromagnetit—Magnesit—Lagerstätten in Makedonien. Nordgriechenland, *Miner. Deposita* 10, Berlin, pp. 129—140.
203. *Windley B. F.*, 1977. The evolving continents, J. Wiley and Sons, London, pp. 1—386.
204. *Wolf K. H.*, ed. 1975. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, vol. 3, Supergene and surficial ore deposits, textures and fabrics, Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York, pp. 1—359.
205. *Wolf K. H.*, *Chilingar G. V.*, 1967. Diagenesis of sandstones and compaction, In: G. V. Chilingar and K. H. Wolf, edit., *Compaction of coarse-grained sediments*, Elsevier, New York, pp. 69—444.
206. *Wright L. A.*, 1957. Talc and soapstone, *Calif. Div. Mines Bull.*, 176, Sacramento, pp. 623—634.
207. *Wright L. A.*, *Burnett J. L.*, 1962. The search for industrial minerals, *Mineral Information Service*, *Calif. Div. of Mines and Geology* 15, Jan., Sacramento, pp. 1—8.
208. *Zorkovský V.*, 1955. To the problem of magnesite genesis, (In Slovak, German abstract), *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied.* 6, Bratislava, pp. 131—145. (K otázce vzniku magnezitov. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied.* 6, pp. 131—145).

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Асташенко К. И.*, 1945. Новые данные по геологии и петрографии главного андалузит-корундового тела месторождения Семиз-Бугу, *Сов. геология*, № 7.
- Валяшко М. Т.*, 1961. Геохимические закономерности образования месторождений калийных солей, *Изд. МГУ, М.*
- Елисеев Н. А.*, 1937. Хибинские апатитовые месторождения, *Зап. ВМО*, ч. 66, вып. 3.
- Иванов А. А.*, *Левицкий Ф. Ю.*, 1960. Геология галогенных отложений (формации СССР), *Тр. ВСЕГЕИ*, нов. сер., т. 35, Госгеолтехиздат.
- Кормилицын В. С.*, *Иванова А. А.*, 1950. Сульфидно-флюоритовые руды Калангуйского месторождения и их генезис, *Зап. ВМО* 88, вып. 4.
- Курс нерудных месторождений, под ред. П. М. Татаринова, *ОНТИ Горно-геолог.-нефт. изд-ва, М. — Л. — Новосибирск*, т. 1, 1934; т. 2, 1935.
- Неметаллические ископаемые СССР. Под ред. А. Е. Ферсмана, *Изд. АН СССР*, т. 1—Абразивы — ашарит, ред. Н. П. Горбунов, М. — Л., 1936; т. 2—Базальт — боксит, ред. Д. И. Щербаков, М. — Л., 1943; т. 4—Глины и каолин — глины отбеливающие, ред. Д. С. Белянкин, М. — Л., 1941; т. 5—Гнейс — жемчуг, ред. Б. М. Куплетский М. — Л., 1941.
- Нерудные ископаемые. Под ред. А. Е. Ферсмана, *Изд. АН СССР*, т. 1—Абразивные материалы — калий, Л. 1926; т. 2—Каолин и глины — сера, Л., 1927; т. 3—Слюда — цирконий, Л. 1927; т. 4—Дополнения (ванадий — цементные материалы), Л. 1929.
- Солонинко В. П.*, 1951. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока, *Госгеолтехиздат.*

Предметный указатель

- Абразивы 362, 363, 384
Авантюрин 194, 195
Авгит 91
Автометаморфизм 71
Агальматолитовый сланец 127
Агат 192, 199, 200, 201, 203
Аглопорит 376, 384
Агпаит, агпантовая магма 28
Адуляр 89, 195
Азот 77—78
Азурит 198, 200, 336
Акварин 151, 192, 200, 204
Аксинит 75, 96
Актинолит 72, 81, 91, 103, 130, 135, 140, 264
Алебастр 193
Алевролит 384
Александрит 197, 198
Аллитизация 43
Аллофан 295
Алмаз 18—21, 53, 74, 93, 112, 122, 160, 163—174, 191, 192, 198—203, 362, 391, 393, 423, 429, 431, 432, 435
Алунит 160, 254, 283, 292, 325, 326, 349, 350, 384
Алунитизация 34
Альбит 23, 24, 29, 32, 41, 59, 72, 79, 109, 153, 154
Альбитит 176
Альбитизация 25, 34, 79, 234, 235
Альмандин 15, 72, 74, 193, 200, 204, 277
Алюминиевый модуль 372
Алюминий 81, 82
Аляскит 176, 439
Амазонит 195
Аметист 194, 200, 204, 248
Амозит 103, 129—132, 140
Амфиболит 14, 270, 381, 393, 406, 407, 409
Амфиболовый асбест 102, 103, 130, 132, 140
Анадиагенез 56, 58, 59
Анальцим 279
Анатаз 59
Ангидрит 36, 51, 56, 58, 62, 66—70, 91, 116, 119, 158, 190, 253—257, 319—323, 336, 349, 351, 352, 354, 364, 366, 368, 369, 385, 435
Андалузит 32, 53, 71—74, 100, 105, 124—129, 161—163, 437
Андезит 338
Андрадит 96, 200, 277
Анортит 95
Анортозит 82, 292
Анортоклаз 175
Антигорит 110, 132, 133, 135, 293
Антофиллит 72, 103, 130—132, 135, 140, 141, 264, 270
Апатит 15, 18, 21, 26, 34, 71, 83, 84, 94, 97, 98, 144, 235, 236, 238, 341—344, 346, 347, 362, 435
Аплит 91, 95
Арабский оникс 201
Арагонит 32, 63, 67, 158, 227, 420
Аргиллизация 171, 297, 299
Аркозы 108, 326, 330
Асбест 26, 35, 123, 129—142, 281, 384, 385, 391, 393, 423, 427, 429, 431, 432, 435, 437, 438
Астраханит (блэдит) 65, 66, 241, 349, 364
Аттапульгит 295, 297
Ахроит 196
Ашарит 96, 156, 157
Бадделит 142—144
Базальт 15, 21, 22, 48, 80, 123, 124, 338—340, 362, 380, 393, 395—398, 405, 407, 408, 415, 426
Байера метод 283, 385
Баллас 165
Барит 34, 35, 99, 107, 118, 122, 145—151, 158, 182, 184—186, 190, 281, 336, 391, 399, 423, 427, 429, 431, 435, 438
Баритизация 34
Бассанит 349
Бастнезит 237—239
Батавит 295
Бейделлит 79, 295, 303, 306, 307
Бентонит 58, 78, 109, 114, 123, 281, 292, 296, 297, 341, 427, 431, 438
Берилл 23, 24, 26, 95, 151—154, 192, 199, 203, 233, 431
Бертрандит 152
Бертьерин 294
Бёмит 43, 283, 286, 289
Биметасоматоз 26, 99, 103, 140, 235
Биотит 25, 34, 72, 74, 88, 89, 99, 103, 126, 135, 145, 175, 234, 375, 376, 417
Бирюза 14, 191, 192—201
Битуминозный глинистый сланец 71, 104—106, 127, 292, 387
Бишофит 66, 349
Боксит и Al-лагерит 21, 36, 40, 71, 81, 82, 105—108, 115, 122, 152, 160, 163, 282—292, 325, 387, 389, 431, 432, 435
Болос 337
Бор 75, 76, 432, 438
Бораты 66, 75, 120, 155—157, 364, 365, 429, 431
Борачит 32, 157
Борт 165, 203

- Боулингит 294
 Бразилианит 192
 Браммалит 294
 Брейнерит 222, 228, 267, 268
 Брукит 56, 59
 Брустит 59, 80, 218, 219, 221, 225, 227, 228
 Брушит 63
 Бура 155—157

 Вавелит 63, 346
 Вайрацит 280
 Вантгоффит 349, 352
 Везувиан 96
 Вермикулит 15, 25, 28, 42, 98, 103, 110, 243, 281, 295, 374—376, 429, 435, 436, 442
 Вивианит 63, 336
 Витерит 35, 99, 145, 146, 158
 Волконскоит 295
 Волластонит 26, 82, 96, 125, 126, 275—278, 383, 384
 Воробьевит 151, 192
 Вулканическое стекло 53, 109—111, 280, 337, 378, 380
 Выветривание 35—48, 53, 54, 58, 75, 78—81, 88—90, 100, 106—117, 121, 122, 128, 144, 145, 149, 171, 189, 190, 215, 226, 229, 230, 240, 267, 282, 284, 289, 290, 297, 305, 308, 310, 325, 327, 328, 330, 345, 360, 375, 377, 378, 380, 405, 406
 Габбро 105, 136, 276, 277, 338
 Галит 15, 16, 40, 66—69, 88, 157, 254, 256, 320, 322, 349—351, 354—356, 363, 364
 Галлуазит 43, 115, 293, 330, 340, 400, 420, 439
 Галлуазитовая глина (остаточная) 109, 115, 323, 325, 330
 Галогенез 75, 79, 80, 90, 91, 158, 190, 258, 352, 353
 Гальмиролиз 54, 307
 Ганистерный кварцит 360, 361
 Ганксит 157
 Гарниерит 336
 Геденбергит 96
 Гейландит 378
 Гексагидрит 66, 349
 Гекторит 294, 299
 Гелиодор 151, 192
 Гельвин 95, 152, 154
 Гематит 56, 63, 65
 Гессонит 193
 Гётит 109
 Гиацинт 197
 Гиббсит, гиббситовая структура 41—43, 82, 283, 284, 286, 289
 Гидденит 196
 Гидравлический модуль 372
 Гидроборацит 157
 Гидролиз 36, 41, 59, 60
 Гидромагнетит 56, 59, 60, 119, 227, 229
 Гидрослюда 82, 89, 306, 374, 376, 378
 Гидроциркон 144
 Гиперстен 70, 72
 Гипс 36, 51, 58, 60—68, 70, 86, 91, 116—119, 123, 157—160, 190, 193, 199, 253—258, 260, 281, 319—323, 349, 351, 364, 366—368, 372, 375, 378, 384, 385, 429, 435, 439
 Глазерит 157
 Глауберит 65, 241, 349, 352, 364
 Глауконит 54, 65, 82, 89, 294, 309, 336, 350, 360, 378
 Глина и аргиллит 114—118, 123, 132, 159, 301—309, 373, 374, 376, 384, 385, 395—397, 409—411, 414, 422, 423, 429, 431, 438—440
 Глинистый известняк 372, 373
 Глинистый минерал 25, 36, 37, 40, 41, 44, 54, 59, 62, 79, 82, 293, 295, 324, 418—421
 Глинистый сланец 26, 109, 118—120, 146, 150, 186, 187, 211, 214, 220, 228, 271, 281, 310, 311, 337, 373, 374, 376, 383, 384
 Гнейс 94, 103—108, 123, 128, 160, 209, 210, 212—215, 234, 237, 270, 276, 326, 393, 395, 396, 398, 406, 409, 411, 417
 Горный хрусталь 24, 99, 194, 200, 201, 204, 246—248, 250, 434
 Гошенит 192
 Гравий 359, 360, 377, 378, 411, 412, 429, 439
 Гранат 25, 53, 72, 74, 81, 95, 113, 193, 198, 200, 204, 362, 363, 423, 429
 Гранит 14, 18, 21, 25, 36, 53, 70, 72, 78—80, 89, 90, 95, 100, 103, 105, 108, 123, 129, 136, 137, 141, 145, 156, 176, 177, 181, 182, 189, 206, 209, 211, 212, 235—237, 245—247, 269—271, 310, 311, 327—331, 393, 395, 396, 398, 404—406, 414, 417, 439
 Гранитизация 30, 70, 235, 262
 Гранитоид 94, 97, 99, 134, 135, 137, 234, 247, 261, 325, 326, 373
 Гранодиорит 88, 404, 405
 Гранулит 209, 326, 415
 Графит 15, 18—21, 26, 34, 36, 71, 73, 74, 76, 93, 96, 99, 104—110, 122, 123, 147, 148, 204—217, 391, 395, 396, 416, 417, 423, 429, 431, 433, 435, 439
 Грейзен 99, 156, 181
 Григго 265
 Гриналит 56, 293

- Гроссуляр 96, 193, 200, 277
 Грюнерит 140
 Гуано 63, 116, 241, 346
 Гунтит 119, 229
- Давсонит 292
 Даллит 63
 Даналит 95
 Данбурит 75, 96, 156
 Дарапскит 241
 Датолит 75, 96, 156
 Дедоломитизация 54, 61
 Декоративные камни 309—312
 Демантоид 193
 Десилицификация 25, 62, 95
 Джеспилит 82
 Диабаз 21, 22, 96, 146, 211, 310, 341, 393, 405, 408
 Диагенез 30, 54, 56, 57, 59, 64, 70, 121, 158, 256, 314, 360, 398
 Диаспор 119, 256—258, 366—369, 391
 Диаспор 32, 129, 160, 283, 284, 286, 290, 307
 Диатомит 50, 51, 111, 281, 312—314, 346, 360, 362, 373, 374, 393, 411, 423, 429, 431, 432
 Диатомовая земля 116, 132, 410, 411
 Диафторез 71
 Диксит 34, 293, 400, 420
 Диопсид 25, 72, 91, 96, 235, 277
 Диорит 404, 405, 409
 Дистен 82, 124—129
 Дитшеит 241
 Долерит 22, 270
 Доломит 16, 29, 35, 51, 55, 59, 60, 62, 66—68, 80, 96, 97, 101, 102, 107, 117—119, 122, 123, 132, 133, 150, 156, 209, 210, 217, 220—230, 235, 236, 255, 257, 258, 267, 269, 270, 274, 277, 284, 310, 314, 315, 322, 334, 352, 354, 362, 366, 381, 393, 404, 419, 421, 429, 438
 Доломитизация 34, 54, 59, 61, 80
 Донбассит 293
 Дунит 21, 79, 80, 89, 91, 93, 102, 133, 137, 159, 226, 236, 243, 268
 Дюмортьерит 75, 100, 124—129, 161
- Жадеит 193, 198, 200
 Жаргон 197
- Закарстованность (известняков) 393, 395, 400—404
 Зеленый античный порфир 311
- Известковистый доломит 314
 Известковистый мергель 372
 Известняк 16, 26, 51, 55, 59, 61—63, 70, 80, 84, 87, 90, 91, 95, 97, 101—105, 111—119, 122, 123, 133, 150, 156, 159, 160, 172, 181, 182, 184—186, 189, 190, 208, 210, 212, 220, 221, 225, 228, 229, 254—258, 267, 270—272, 274, 275, 277, 281, 284, 289, 290, 310, 311, 314, 321, 334—336, 342, 345, 360, 362, 372—374, 393—400, 401—404, 423, 426, 427, 429, 431, 439, 440
- Изумруд 151, 191, 192, 199—203
 Ййолит 79, 94, 236, 278
 Иллит 42, 56, 55, 59, 62, 89, 294, 324, 419
 Ильменит 144, 429
 Индерит 157
 Индиголит 196
 Исландский шпат 35, 101, 180
- Каинит 66, 348, 349
 Калиборит 96, 157
 Калиевый полевой шпат 23—25, 29, 36, 41, 74, 79, 83, 175, 281, 419, 439
 Калий 88—90
 Калийные соли 67, 69, 70, 89, 90, 120, 122, 157, 348—357, 366, 368, 431, 432, 435
 Каличе 42, 77, 91, 241, 350, 356
 Кальцит 29, 32, 59, 60, 62, 65, 66, 83, 87, 90, 91, 100, 146, 158, 159, 180—184, 189, 217, 220, 224, 225, 227, 230, 235, 255, 257, 334, 335, 362, 395, 399, 419—421
- Кальцитизация 61
 Каменная (поваренная соль) 51, 65, 79, 86, 119, 122, 123, 352, 363—370, 393, 431, 435, 436, 441
- Каолин 35, 36, 45, 53, 71, 88, 103—108, 123, 127, 281, 285, 323—333, 336, 360, 383, 384, 391, 395, 413—415, 422, 423, 426—428, 431, 433—435, 439, 440
- Каолинизация 34, 41, 43, 45, 47, 58, 81, 109, 308, 328—330, 333, 359
- Каолинит 32, 36, 40—43, 53—56, 74, 82, 103, 285, 286, 293, 303, 306—308, 323—328, 419—421
- Карбонадо 165, 173
 Карбонатизация 278
 Карбонатит 27—29, 98, 233, 236—239, 277, 278, 371, 375
 Карналлит 16, 65, 66, 348—354
 Карнеол 201
 Касситерит 99
- Кварц 23, 31, 34—36, 40, 58, 62, 72, 82, 83, 94, 99, 110—112, 122, 128, 135, 144, 146, 154, 161, 176, 177, 180, 182, 194, 199, 201, 209, 226, 227, 232—235, 243—251, 315, 316, 323, 324, 357—363, 378, 392—395, 415, 420, 429, 431, 434, 441

- Морденит 279, 280, 442
 Мрамор 26, 123, 163, 206, 210, 212, 215, 236, 270, 277, 310, 311, 404, 423, 429
 Муллит 32, 72, 124—127, 129, 175, 282
 Мусковит 23, 24, 34, 36, 70, 72—74, 78, 83, 89, 95, 99, 145, 153, 154, 160, 176, 177, 231—235, 245, 281
 Мыльный камень 70, 72, 97, 102, 264—269, 274, 275

 Наждак 74, 105, 122, 143, 160—163, 362
 Накрит 293
 Натрий 79
 Натролит 279
 Несквегонит 227
 Нефелин 89
 Нефелиновый базанит 339, 341
 " сиенит 20, 21, 93, 94, 145, 146, 152, 160, 176, 182, 206, 207, 236, 283—285, 290, 292, 436
 " фонолит 384
 Нефрит 193, 198, 200
 Новакулит 360, 362
 Нонтронит 36, 295
 Норит 105, 269, 310
 Нумейт 293

 Обсидиан 14, 337
 Окремнение 181
 Оливин 36, 37, 81, 101, 135, 139, 195, 200, 236, 242, 439
 Оливиновый базальт 340
 Олигоклаз 176
 Омфацит 72, 79, 91
 Оникс 204
 Опал 40, 58, 59, 62, 82, 110—112, 191, 195, 199—202, 204, 226, 227, 254, 359, 373, 374, 378, 380
 Опока 360
 Ортит 24
 Ортоклаз 59, 72, 99, 161
 Оталькование 34
 Охры 109, 115

 Палагонит 54
 Пальгорскит 295, 297—299, 306
 Пандермит 157
 Паризит 182
 Пегматит 20—26, 36, 78, 79, 83, 94, 95, 108, 122, 127, 141, 145, 152—156, 160, 161, 175, 176, 180, 181, 189, 208—210, 212, 232—237, 245, 246, 248, 326, 357, 375; 393, 396, 415—417, 423
 Педерсона метод 283
 Перидот 195
 Перидотит 19, 21, 70, 93, 102, 133, 136, 139, 226, 236, 268, 272

 Периклаз 80, 217, 220
 Перлит 15, 16, 21, 22, 281, 337, 338, 362, 374, 434, 436, 439, 440
 Пертит 175
 Песок 112—117, 377—379, 383, 393, 397, 422, 427, 429, 441
 Песчаник 26, 50, 62, 99, 111—114, 122, 123, 144, 187, 188, 211, 212, 228, 248, 310, 311, 315, 316, 341, 342, 359, 362, 395—397
 Песчано-гравийная смесь 377—379, 382, 393, 395, 396, 411, 412, 431
 Петруггическая порода 338—341
 Пикрит 102, 268
 Пикролит 137, 138
 Пикромерит 349
 Пирит 26, 32, 34—36, 63, 97, 101, 117, 118, 146, 150, 186, 187, 252, 253, 257, 260—264, 378, 393, 395, 436
 Пиритизация 34
 Пироксенит 98—103, 133, 136, 209, 236, 268, 375
 Пиrolит 17
 Пиrolитовый диапир 17
 Пиromозит 56, 336
 Пироп 74, 193, 200, 204
 Пиррофиллит 32, 64, 74, 218, 219, 274, 275, 281, 429
 Пирротин 32, 252, 253, 261
 Плагиоклаз 26, 34, 72, 79, 91, 95, 175, 233—235, 240, 420
 Плагиоклазит 95
 Пласторит 334
 Полевой шпат 24, 41, 47, 54, 59, 73, 81, 82, 89, 90, 94, 109, 114—118, 123, 126, 145, 152, 161, 174—178, 195, 232—235, 316, 323, 324, 326, 327, 357, 358, 360, 362, 376, 378, 383, 395, 415, 417—419, 423, 427, 429, 435, 436, 438
 Полевошпатовый гравий и песок 383, 384
 Полигалит 241, 349, 352, 354, 355
 Природный газ 260—263, 441
 Псиломеган 56
 Пуццолан 373, 374

 Ратовкит 178
 Раухагит 98
 Рефрасил 361
 Рибекит 29, 140
 Риолит 18, 109, 184, 329, 337, 338
 Родонит 196, 200
 Розовый кварц 200
 Россый 53, 112, 126, 128, 144, 160, 161, 165, 167, 170—173, 200, 203, 238, 239, 245—248, 250
 Рубеллит 196

Рубин 15, 163, 191, 194, 198—204
Рутил 59, 199, 200

Салит 96

Сапонит 294

Сапфир 163, 191, 194, 198—204

Сассолин 35, 104, 155

Селадонит 336

Селенит 193, 199

Сепиолит 218, 219, 251, 295, 297

Сера 32, 35, 71, 84—87, 104, 116, 122,
159, 252—264, 391, 429, 431, 435, 436,
441, 442

Серицит 34, 47, 89, 217, 359, 376

Серицитизация 34, 45, 81, 234, 325, 328

Серпентин 80, 83, 132, 133, 137, 138, 243,
264, 267, 268, 270

Серпентинизация 31, 97, 102, 132—136,
138, 141, 169, 226, 269

Серпентинит 25, 95—97, 101—103, 119,
132—134, 136—141, 160, 220,
225—228, 230, 243, 251, 265, 267—270,
274, 310, 375, 384, 396

Серпофит 102, 137, 138

Сёвит 29, 98

Сибирит 196

Сибирскит 96

Сидерит 63, 146, 149, 419

Сидеритизация 54, 63

Сиенит 136

Силикатный модуль 372

Силлиманит 15, 25, 32, 53, 71—74,
105—107, 124—129, 144, 161, 163, 437

Сильвин 66, 254, 348, 349, 353—356, 432

Сильвинит 350, 352

Синдиогенез 56, 63

Синтетические драгоценные камни 202

Скаполит 96, 235

Скарн и скарноид 26, 27, 95—99, 181,
208, 276, 277

Скрап 232, 233, 440

Слюда 32, 54, 64, 81, 82, 90, 110, 123,
152, 231—237, 310, 316, 324, 358, 378,
393, 395, 427, 429, 431, 435, 436, 440

Смешанная соль 350

Сода 370, 371

Соконит 294

Сореля цемент 217, 219

Спессартин 193, 200

Сподумен 23, 24, 152, 153, 196

Спонголит 373, 374, 383

Ставролит 125—128

Стеатит 264, 266—268, 270—272

Стивенсит 294

Стекольный песок 108, 123, 315—319,
357, 422, 426

Стильбит 279

СТИШОВИТ 83, 420

Строительные материалы 16, 94, 122,
372—382, 404—413, 423, 431, 436, 438

Стронцианит 56, 158, 159

Суанит 96

Сфалерит 118, 199

Сырье для кирпичного производства
376, 377

Тавит 79

Тальк 26, 34, 72, 81, 97, 102, 103, 107,
122, 123, 135, 136, 218, 219, 222—224,
264—275, 281, 294, 334, 362, 427, 429,
431, 435, 436, 442

Талькит 265

Танзанит 197

Твердая соль 350, 352

Теквесквит 365

Тенардит 349, 364

Тешенит 338

Тингуаит 236

Томпсонит 279

Топаз 23, 24, 99, 124—129, 196, 200, 203,
204, 246

Топазолит 193

Травертин 310, 311, 393, 412, 413

Трассы 373

Тремолит 32, 81, 96, 97, 103, 130, 140,
264, 269, 270

Трепел 132, 360—362, 273

Тридимит 32, 72, 244, 311, 378, 420

Трифан 196

Трона 50, 53, 157, 371

Тсаовит 193

Турмалин 23, 24, 56, 59, 75, 83, 99, 154,
175, 196—200, 204

Туф 21, 22, 101—104, 109—120, 146, 152,
228, 254, 261, 279, 280, 373, 374

Уваровит 193, 200

Углерод 76; 77

Уголь 76, 85, 105, 211, 260, 388, 399, 436,
441

Улексит 156

Ультрабазиты 20, 25, 31, 34, 36, 78, 88,
91, 95, 98, 101—103, 107—110,
133—136, 138—141, 158, 225, 226, 228,
230, 233, 236, 267, 277, 278

Ультраметаморфизм 30, 71, 72, 90

Уртит 79, 94, 292

Файр-клей 308

Фаялит 242

Фельсварцит 360

Фенакит 95

- Фенит 29, 278, 343, 384
 Фенилзация 29, 278
 Ферробарит 149
 Ферросилиций 357—361, 378, 383, 441
 Феррьерит 279
 Фибролит 127
 Филлипсит 54, 56, 279
 Филлит 101—106, 115—117, 146, 212, 221, 223, 261, 262, 271, 384, 396, 406
 Филлонитизация 47
 Флинт-клей 282, 307, 308
 Флогопит 28, 29, 34, 74, 98, 99, 103, 231—233, 235—237, 343, 375
 Флюоборит 96
 Флюорит 15, 28, 31, 32, 35, 78, 99, 100, 103—107, 111, 122, 123, 146—148, 152, 158, 178—191, 385, 391, 393, 399, 416, 417, 423, 431—433, 435, 439
 Флюоритизация 34
 Формовочные пески 108, 142, 143, 296, 309, 315—319, 357, 422
 Форстерит 15, 18, 20, 21, 32, 80, 93, 143, 219, 220, 242, 243, 431
 Фосфат 36, 71, 84, 110—117, 190, 341—348, 385, 399, 427, 429—433, 435, 439—441
 Фосфатизация 54, 62
 Фосфор 83, 84
 Фосфорит 349, 391
 Фрак-песок 360
 Франколит 341
 Фраш-процесс 262, 263
 Фроловит 96
 Фтор 78, 79
 Фторapatит 79, 341
- Халцедон 58, 62, 82, 110—112, 200, 204, 226, 227, 359, 362, 378, 380
 Халцедоникс 201
 Халькопирит 101
 Хиастолит 127, 128
 Хлор 88
 Хлорапатит 88, 341
 Хлорит 42, 70, 72, 80, 217, 243, 268, 306, 358, 376, 421
 Хлоритизация 34
 Хризоберилл 25, 95, 191, 197—200
 Хрозоколла 200
 Хризолит 195, 197
- Хризопраз 201, 227
 Хризотил 34, 97, 102, 129—139, 141, 269, 281, 293
 Хромит 243
- Целестин 159—160
 Цементкварцит 58, 82, 112, 122, 358—360, 391
 Цеолиты 25, 41, 112, 278—281, 342, 385, 438, 442
 Церуссит 56
 Циннвальдит 231
 Циркит 144
 Циркон 56, 59, 142—145, 197, 198, 200, 243, 439
 Цитрин 194, 200
 Цоизит 197
- Чилийская селитра 239—242, 350
 Чука 241
- Шабазит 279, 280
 Шамозит 63
 Шеелит 95
 Шёнит 349
 Шонкиннит 236
 Шпинель 105, 197—201, 204
- Эвапорит 51, 62, 64—70, 75, 79, 85, 86, 88, 189, 320—322, 348, 356, 364, 468, 391
 Эвдиалит 144
 Эгирин 79, 81
 Эмералит 196
 Энстатит 135, 243
 Эпидиагенез 56—58
 Эпидот 72
 Эпсомит 65, 66, 349
 Эрионит 279, 280
- Ювелирные камни 191—204, 431
- Янтарь 197, 198, 201
 Яшма 197, 200, 204

Указатель месторождений

- Абзаковское, хризотил 134
Ававац, горы, целестин 159
Агуас-Дульчес, циркон 144
Агуа-Чили, берилл 152
Агуа-Чили, флюорит 184
Аддапах, алмазы 173
Азкамарское, бентониты 299
Айльен, провинция, наждак 105, 163
Айрон-Маунтин, бериллий 95, 152
Акашат, фосфаты 344
Акита, перлиты 338
Аксеки, бокситы 287
Аксоран, полевые шпаты 176
Акташ, андалузит 127
Актюбинск, фосфаты 344
Алвариш, каолин 330
Алданский район, алмазы 168, 169
Александр-Бей, алмазы 172
Алексеевское, каолин 329
Алексеевское, сера 255
Альнэ, алмазы 27
Альту-Бокеирао, берилл 154
Амаг, магнетит 223
Аманос-Даг, бокситы 287
Анантапур, алмазы 173
Ангренское, каолин 329
Андерсонвилл, бокситы 287, 290
Ани, пемза 374
Аннинг, бокситы 288
Антиокия, бокситы 287
Антрим, бокситы 287
Арагашко, перлиты 338
Аргес, целестин 159
Аргил, алмазы 170
Аржентей, округ, апатит 98
Арутатс, форстерит 243
Асан, глина 46
Асафо, бокситы 287
Асбестос, асбест 135
Асканийское, бентониты 299
Аспагашское, хризотил 97, 132
Астингс, корунд 160
Атакама, пустыня, натриевая селитра 118
Аттапалгес, бентониты 298
Атейт, глина 46
Аугустин, пирит 262
Ахейм, форстерит 93, 243
Ашинское, фосфаты 110
Аш-Мидоуз, бентониты 298
Баженовское, хризотил 102, 134—136, 139
Бакванга, алмазы 172, 174
Бакингом, графит 209
Баконь — Эрдэ, карстовые бокситы 115
Баланджеро, асбест 137
Баллина, монацит 239
Баллина, циркон 144
Балхаш, доломиты 119
Баликезир, бораты 120
Бандирма, пандермит 157
Банков, магнетит 223
Банков-Подречани, магнетит, доломит 101
Барега, барит 150
Барстоу, горы, целестин 159
Бартоу, фосфаты 113
Баскунчак, озеро, галит 364
Бастнес, бастнезит 237
Баутцен, каолин 330
Бейкер-Маунтин, кианит 128
Бела-Стена, магнетит 228, 229
Бели-Камень, магнетит 228
Белингве, хризотил 137
Беллари, алмазы 173
Белур, берилл 151
Бентон, бентонит 292, 299
Берегово, каолин 326, 329
Березники, галит 368
Бернсвилл, форстерит 243
Бихар, бокситы 287
Бланко, каолин 326
Ближна, графит 416, 417
Блу-Маунтин, нефелиновые сиениты 176
Блэк-Доналд, графит 96, 207, 208
Блэк-Лейк, асбест 135
Блэк-Хилс, бентонит 109
Блэк-Хилс, берилл, криолит, монацит, мусковит 95
Блэк-Хилс, полевой шпат 176
Боке, бокситы 287, 290
Боксонское, бокситы 288
Болинг, сера 259, 262
Бомон, бокситы 287
Бондуку, бокситы 287
Бор, пирит 261
Борзовское, корунд 160
Борнхельм, остров, каолин 326
Боровани, диатомовые земли 116
Босанкка-Крупа, бокситы 287
Ботогольское, графит 93, 206, 207
Бошланд, кианит 129
Брадно, магнетит 223
Брайсон-Сити, полевой шпат 176
Бранани, бентонит 109
Братчице, полевые шпаты 114
Бреги, нефелиновые базаниты 341
Бристол, озеро, галит 365
Брник, каолиновые глины 114
Буи, туфы 280
Бу-Краа, фосфаты 346, 347
Булдымское, вермикулит 375
Булеру, каолин 325
Бурда, магнетит 217, 223

- Бурса, бораты 120
 Бурса, каолин 326
 Бурчеи, флюорит 189
 Бхагалпур, пегматиты 235
 Бьела-Скала, магнезит 223
- Вади-Джеррави, гипс 321
 Вади-Джиббу, гипс 321
 Вади-Хофф, гипс 321
 Вади-эль-Натрон, сода 370
 Валларса, флюорит 186
 Валче, горы, целестин 160
 Валье-дель-Женераль, бокситы 287
 Вальекас, сепиолит 251
 Вальекас, фуллеровые земли 298
 Вальес, горы, пемза 374
 Ваникоро, остров, бокситы 287
 Вармбад, силлиманит 128
 Вахамбули, бокситы 287
 Везувий, вулкан, сера 104, 260
 Вейкфилд, магнезит 228
 Вейч, магнезит 221, 225
 Величка, галит 367, 369
 Велка-Штет, магнезит 223
 Велька-Морава, мрамор 404
 Вельке-Врбно, графит 214
 Вельки-Луг, стекольные пески 316
 Верагус, бокситы 287
 Верра, калийные соли 353
 Верхнекамское, калийные соли 353
 Верхнемунский район, алмазы 168, 169
 Вестервальд, глины 307
 Ветово, каолин 331
 Вельсендорф, воюющий шпат 31
 Виднава, каолин 326
 Випустек, пещера, гуано 116, 346
 Висау, каолин 330
 Вити-Леву, остров, бокситы 287
 Вишне-Ружбахи, травертин 413
 Власеница, бокситы 287
 Водинское, сера 255
 Воков, пески, гравий 411, 412
 Воншов, глины 307
 Ворм-Спринг, каньон, волластонит 277
 Вуд-Сайд, каолин 326
- Габс, доломит, магнезит 101, 225, 231
 Гавернур, тальк 270
 Гаворрано, пирит 97, 261
 Галамки, полевые шпаты 114
 Ганновер, калийные соли 353, 357
 Гант, бокситы 287
 Гаррахов, флюорит 184—187
 Гарц, ангидрит и гипс 119
 Гатино, округ, апатит 98
 Гаурдак, сера 256
 Гафса, фосфаты 343
- Гачава, тальк 223, 272
 Гая, пегматиты 235
 Гейзенгейм, каолин 330
 Генри-Ноб, кианит 106, 128
 Гёпферсгрюн, стегит 270
 Глинка, магнезит 223
 Глостершир, целестин 160
 Глуховецкое, каолин 108, 329
 Гнуштя, тальк 224, 273
 Гогоре, каолин 325
 Годавари, алмазы 173
 Голеш, магнезит 226
 Горбское, бентониты 299
 Горе, каолин 330
 Горжовец, каолинитовые глины 114, 308
 Горни-Лукавице, минеральные краски 115
 Горни-Лукавице, охры 109
 Горшовски-Тин, сланцы 407
 Госпич, бокситы 287
 Градок-Грбки, магнезит 223, 225
 Гранд-Айл, сера 263
 Гранд-Икайл, сера 259
 Гран-Сабана, бокситы 287
 Грантс, округ, сепиолит 251
 Грапа, кварц 358
 Грахолуски, сланцы 323
 Грачац, бокситы 288
 Грейвс-Маунтин, кианит 128
 Гренвилл, графит 208
 Гржибов, сера 255
 Грин-Ривер, сода 371
 Грознетин, каолин 414, 415
 Гросс, каолин 326
 Гротон, крафический пегматит 23
 Грудкув, глины 292
 Грушовани, полевые шпаты 114
 Гудуру, мусковит 235
 Гулинское, флогопит 98
 Гумбрийское, бентониты 299
 Гусевское, полевые шпаты 177
- Дабола, бокситы 287
 Далдыно-Алакитский район, алмазы 168, 169
 Дамон-Маунд, сера 259
 Данеллон, фосфаты 111
 Дарлинг-Рейндж, бокситы 287
 Дашуковка, бентониты 298
 Делфт, белые керамические глины 301
 Дельвинаки, фосфаты 346
 Демерара, Al-латериты, 108, 286
 Детва, сера 254
 Детковице, кварц 358
 Детройт, ангидрит 366
 Джалаирское, барит 107
 Джамму, бокситы 287

- Джаспер, округ, полевой шпат 176
 Джебель-Онк, фосфаты 343
 Джебель-эс-Сода, сода 370
 Джерси-Валли, цеолиты 112, 280
 Джеффри-Майн, асбест 135
 Джобс-Хилл, каолин 326
 Джонсон, тальк 268
 Джэксонвилл, циркон 144
 Диамантина, бокситы 287
 Диксон, исландский шпат 180
 Диллон, графит 210
 Диллон, тальк 97
 Днешнице, охристые глины 115
 Дольни-Бори, полевые шпаты 94, 415
 Домажлище, пегматиты 415
 Дорова, апатит 343
 Дорова, вермикулит 375
 Дорог, каолин 326
 Дорсет, глины 307
 Драй-Харбур-Маунтинс, бокситы 289
 Дратенишка, пещера, гуано 346
 Дрниш, бокситы 287
 Дрозендорф, графит 215
 Дубник, опал 202
 Дубравский массив, магnezит 221—225, 230
 Думаньего, каолин 326
 Дун-Маунтин, форстерит 243
 Душесс, фосфаты 347
- Езёрко, сера 255
 Еленинское, каолин 329
 Ельшови, бентониты 297, 298
 Ереван, каменная соль 368
- Жилове, флюорит 187, 189
 Жиженец, каолин 326
- Завальское, кристаллический графит 104, 210
 Заглик, алунит 292
 Зальцкаммергут, галит 367
 Западный Джангалык, волластонит 277
 Зейлиц, каолин 330
 Зиндирджи, каолин 326
 Златен-Дол, каолин 330
 Злати-кунь, известняк 403
 Злив, каолиновые глины 114
 Зноймо, каолин 326, 330, 333
 Зомбковице, магnezит 110, 227
 Зоутспансбург, корунд 95
 Зульцбах, флюорит 186
- Ивате, аргиллиты 308
 Ивдельское, бокситы 288
 Ивигтут, берилл, криолит, мусковит 95
 Ивигтут, криолит 179
- Иден, асбест 136
 Идрия, бокситы 284
 Ики, каолин 331
 Икспако, озеро, сероносный ил 254
 Илес-де-Лос, бокситы 287
 Ина, каолин 331
 Индерское, калийные соли 354
 Индирава, монацит 239
 Инзенское, диатомиты 313
 Иньо-Маунтинс, тальк 102
 Иртяш, корунд 163
 Ист-Бротон, асбест 135
 Истрия, бокситы 287
 Итапесерика, графит 215
 Итая, каолин 331
 Итая, цеолиты 112, 279, 280
- Йенахин, Al-латериты 108
 Йоури, каолин 325
- Кавечаны, магnezит 223
 Кадань, каолин 108, 326
 Кайзерберг, графит 212
 Какимо, каолин 331
 Калангуйское, флюорит 103, 187, 188
 Калберсон, сера 256
 Калининка, сера 104
 Калун, бокситы 291
 Калуш, калийные соли 354
 Каминала, сера 259, 263
 Кампион-Лейк, алунит 292
 Канпаку, каолин 331
 Канштат, травертин 311
 Каолиново, каолин 331
 Капиридимба, кианит 129
 Капоакан, сера 259
 Кара-Богаз-Гол, галит, мирабилит 364
 Каравия, флюорит 189
 Каратау, фосфаты 343—345
 Карлови-Вари, каолин 53, 108, 326, 329, 333, 413
 Карлсбад, калийные соли 120, 230, 354
 Карнул, алмазы 173
 Каролина, асбест 133
 Каролина, пирит 262
 Каронго, бастрезит 238, 239
 Каррара, мрамор 311
 Касаи, река, алмазы 112
 Касерес, апатит 343
 Каснар, асбест 136
 Кауаи, остров, бокситы 287
 Ках-и-Намак, галит 367
 Кая, бокситы 287
 Квейчоу, бокситы 288
 Кейв-ин-Рок, флюорит 183, 184
 Кейвское, кианит 106, 128
 Кейп-Коморин, монацит 238
 Кейптаун, амозит, крокидолит 103

- Кело-Маунтин, кианит 128
 Кеммлиц, каолин 330
 Кемпендяйское, галит 367, 368
 Кессой, каолин 329
 Кешиборлу, сера 254
 Киби, Al-латериты 286, 287
 Киби, каолин 325
 Кизоне, долина, стеатит 272
 Килмар, магнезит 226
 Кимберли, алмазы 93, 167, 168, 172
 Кингмен, полевой шпат 176
 Киндла, бокситы 287
 Кине, хризотил 133
 Киоге, волластонит 278
 Киргитейское, тальк 102, 107, 270, 271, 274
 Кирджали, цеолиты 280
 Кировск, нефелиновые сиениты 292
 Кируна, апатит 21, 83, 94, 343
 Клей-Спер, бентониты 299
 Клерак, глины 307
 Клирфилд, флинт-клеи (глины) 307
 Клодава, каменная соль 119, 258
 Кнейфис, фосфаты 344
 Ковдорское, вермикулит 375
 Ковдорское, флогопит 99, 236
 Кожова-гора, литиды 118
 Козаровице, гранит 405, 406
 Кокава, тальк 223, 224, 272
 Коккелай, циркон 144
 Кольдц, каолин 330
 Кольяда, флюорит 184
 Комб-Хей, бентонит 300
 Конепруси, известняки 51, 400, 403
 Константин, графит 214
 Кос, остров, перлит 434
 Коссеир, фосфаты 344
 Котиз, известняки 403
 Коуд-Сайдинг, волластонит 277
 Кошига, магнезит 223
 Кошице, магнезит 221, 223
 Крамер, бораты 120, 156
 Красная Шапочка, бокситы 288, 290
 Красни-Лес, флюорит 416, 417
 Краубат, магнезит 226, 227
 Крейтер-Лейк, пемза 374
 Кремниша, охра 109
 Кристиана, бокситы 289
 Кришна, алмазы 173
 Кропфмюль, графит 106, 215
 Куакуани-Итуни, бокситы 287
 Куейянг, бокситы 288
 Кузмице, бентонит 341
 Кузмице, глины 114
 Куинси, бентониты 298
 Кумае, известняки 374
 Куруман, крокидолит 140
 Курцевское, бентониты 299
 Кусиро, перлиты 338
 Кутаиси, барит 146
 Кутч, бокситы 287
 Кызылташское, корунд 163
 Кызылташское, наждак 162
 Кыштымское, каолин 329
 Кьонминг, бокситы 288
 Кюре-Кей, аплиты 176
 Кютахья, бораты 120
 Лажанки, каолин 326
 Лай-Юань, хризотил 133
 Лак, сера 260
 Лак-Летондаль, флогопит 236
 Ла-Колорада, графит 211
 Лакота, бокситы 287
 Ла-Льякуна, бокситы 287
 Ламбертс-Бей, алмазы 172
 Ламойл, округ, тальк 102
 Ланарк, округ, апатит 98
 Лаппенрант, волластонит 277
 Лапса-Буру, кианит 128, 129
 Ларнака, озеро, галит 363
 Ла-Сель, флюорит 186
 Латинак, магнезит 223
 Ле-Бо, карстовые бокситы 115, 282
 Лебяжинское, апатит, магнетит 21
 Левиатан, сера 254
 Леготка-под-Бреги, перлиты 338
 Леди-Джейн, фосфаты 347
 Леди-Энн, фосфаты 347
 Леобен, форстерит 243
 Леон, Al-латериты 285, 288
 Либби, вермикулит 103, 110, 375
 Лилс, округ, апатит 98
 Лимберг, диатомиты 313
 Лин-Мяо, графит 215
 Литл-Марико-Ривер, андалузит 105
 Лиштице, бор 96
 Логросан, апатит 100
 Лоденице, известняки 403
 Лодмундарфьорд, перлиты 338
 Ломпок, диатомит 51, 116, 313
 Лос, острова, Al-латериты 108
 Лос-Серритос, сера 254
 Луанн, бассейн, каменная соль 320
 Лубеник, магнезит 223
 Лукавице, пирит 261
 Люэнак, тальк 274
 Лянгар, полевые шпаты 176
 Магади, озеро, трона 371
 Магнет-Ков, барит 100, 146
 Мадок, тальк 270
 Малоботубинский район, алмазы 168, 169
 Мальорка, остров, белые глины 301
 Мандра, бокситы 287
 Манчестер, бокситы 287

- Мари, каолин 326
 Мариана, бокситы 287
 Мариико-Дистрикт, андалузит 127
 Мартин, магнетит 223
 Марчингар, острова, бокситы 287
 Масаи, сепиолит 251
 Матесон, асбест 136
 Матрух, фосфаты 344
 Мауи, остров, бокситы 287
 Маунгапареруа, каолин 330
 Маунт-Дженнифер, фосфаты 347
 Маунт-Кроуфорд, силлиманит 128
 Маунт-Эджуанема, Al-латериты 285, 287
 Маутерн, тальк 271
 Махув, сера 116, 255, 299
 Мауо, пирит 101
 Машаба, хризотил 137
 Мегген, барит 118, 150
 Медведевское, барит 150
 Медлей, каолин 327
 Мейгс, бентониты 298
 Мей-Дей, бокситы 289
 Мейкон, каолин 326
 Мерседес, каолин 326
 Местски-врх, графит 213, 214
 Мидловари, диатомовые земли 410, 411
 Милос, остров, бентониты 299
 Милос, остров, перлиты 338, 434
 Мимозу-дел-Сул, бокситы 287
 Михаловце, глины 109, 115, 326, 330, 340, 341
 Мишрак, сера 256
 Могок, рубин, сапфир 163, 203
 Моенго, каолин 325
 Мойтин, Al-латериты 284
 Монета, полевой шпат 176
 Монреале, флюорит 189
 Монте-Арси, перлиты 338
 Монтморийон, монтмориллонит 292
 Морадильяс, графит 211
 Морван, флюорит 107, 189
 Морс, остров, диатомиты 313
 Мосс-Блаф, сера 259
 Мотомия, каолин 331
 Мохаммедия, галит 366
 Мочаловское, антофиллит 103
 Мознго-Хилл, Al-латериты 286
 Мрамор, магнетит 227, 228
 Мудх, бентониты 298
 Музо, изумруды 203
 Мунти-Апусени, каолин 326
 Мутник, тальк 223, 272—274
 Мухотарлинское, перлиты 338
 Мюлуз, калийные соли 351
 Мюльдорф, графит 106, 215
 Мюнстер, стронцианит 159
- Наббург, флюорит 186
 Нагоя, каолин 330
- Наксос, остров, наждак 105, 163
 Нальчик, пемза 374
 Намак-Ау, галит 367
 Науру, остров, гуано 116, 346
 Науру, фосфаты 111
 Нахичевань, каменная соль 368
 Невьянское, каолин 329
 Неллуру, мусковит 235
 Немиров, сера 256
 Непомусену, бокситы 287
 Ниамей, каолин 325
 Нивария, остров, наждак 163
 Нидлс, магнетит 119, 229
 Никшич, бокситы 288
 Нова-Баня, базальты 340
 Нова-Лима, бокситы 287
 Ново-Брдо, каолин 330
 Новороссийск, известняки 373
 Ногинское, графит 211
 Норт-Крик, альмандин 362
 Нунналахти, тальк 274
 Нурдаль, форстерит 93, 243
 Нуриа, бокситы 287
 Нчеу, кианит 129
 Ньюв, департамент, каолин 326, 329
 Ньюв-Раст, монацит 238
 Ньюнахин (= Йенахин), бокситы 287
 Нью-Амиантус, асбест 137
 Нью-Галф, сера 259
 Нью-Дискавери, бентонит 300
 Ньюса, озеро, сода 370
- Овертон, магнетит 119, 229
 Огланлинское, бентониты 299
 Озарк, бокситы 288
 Озарк, глины 307
 Оленёкский район, алмазы 168, 169
 Онвердаخت, бокситы 286, 287
 Онвердаخت, каолин 325
 Онежское, бокситы 288
 Оникобе, цеолиты 280
 Онотское, тальк 97, 269, 270
 Опава, гипс 68, 260
 Оренбург, сера 261
 Оридда, флюорит 189
 Осор, флюорит 184
 Оуз, бокситы 287
 Оуро-Прето, бокситы 287
 Оуэнс, озеро, трона 371
 Охтина, магнетит 221, 223
 Ошен, остров, гуано 346
- Палабора, вермикулит 98, 375
 Паламау, бокситы 287
 Палангана, сера 257
 Пальхаза, перлиты 338
 Пао-Чоу, хризотил 133
 Папино, округ, апатит 98

- Пара, бокситы 287
 Паранам, бокситы 287
 Паранам, каолин 325
 Парижский бассейн, кремни 359
 Пассау, графит 214
 Педерналес, бокситы 287
 Пеликанское, перлиты 338
 Пелла-Уэст, силлиманит 107
 Пенге, крокидолит 140
 Пенон, каолин 326
 Пентеликон, мрамор 311
 Пикскилл, корунд 163
 Пикуи, берилл 154
 Пипра, силлиманит 128
 Питерсбург, крокидолит 140
 Питкьяранта, полевой шпат 176
 Питросктоу, глины 114, 307
 Плевен, мрамор 311
 Племе, каолин 329
 Плоске, магнетит 223
 Плезёр, каолин 329
 Пльзень, каолин 108, 326, 330, 333
 Побежовице, перматит 415—417
 Подборжани, каолин 326, 330
 Подречани, магнетит 221, 223
 Полом, тальк 223, 272
 Помеция, сера 254
 Помфрет, крокидолит 140
 Понча, остров, перлиты 338
 Посос-де-Калдас, Al-латериты 285, 287
 Потанинское, вермикулит 110, 375
 Потанинское, флогопит 99
 Поциновице, амфиболиты 407, 409
 Пошань, бокситы 288
 Престахнукур, перлиты 338
 Приска, крокидолит 140
 Проводин, пески 316, 318
 Просьяновское, каолин 329
 Пугу-Хиллс, каолин 331
 Пулмоддай, циркон 144
 Пунч, бокситы 287
 Пут, бентониты 298
 Пушцуоли, природный цемент 374
 Пуэбла-де-Лильо, тальк 274
 Пчогори, хризотил 133
 Пьянчяно, флюорит 190
 Пыжевское, бентониты 299
 Пюи-де-Дом, диатомиты 313
 Пясечно, сера 255
- Раэца-над-Свитавой, пески 309
 Ратковска-Суха, магнетит 223
 Ратковске-Бистре, тальк 223
 Реальмонте, галит 366
 Режик, полевые шпаты 176
 Реми-д'Амхерст, каолин 326
 Рио-Тинто, пирит 101, 261, 263
 Рогачка, тальк 223, 272
- Рождества, остров, гуано 346, 348
 Роздол, сера 256
 Рорак, бокситы 287
 Ротлебероле, флюорит 186
 Ротокауа, озеро, сероносный ил 254
 Рудняни, барит 146, 149
 Ружина, магнетит 223
 Рунавей-Бей, бокситы 289
 Рупрехтис, граниты 312
 Рупрехтов, базальты 405, 407, 408
 Рупрехтов, каолин 414
 Рюген, остров, кремни 359
- Сабарагавува, графит 99
 Саван-Зомби, бокситы 287
 Саван-Терр-Руж, бокситы 287
 Садбери, пирит 261
 Сайдосо, волластонит 278
 Салаир, барит 100
 Салфайд-Куин, бастнезит 238, 239
 Салфер, сера 257, 258
 Само, тальк 223, 272
 Самос, остров, наждак 163
 Самос, остров, сепиолит 251
 Сан-Андре-Фруис, флюорит 189
 Сан-Бернардино, округ, бастнезит 239
 Сангхам, мусковит 235
 Сандерс, бентониты и фуллеровы земли 299, 300
 Сан-Джованни-Ротондо, бокситы 287
 Сан-Исидро-дель-Женераль, бокситы 287
 Сан-Кристобаль, сера 259
 Санкт-Эгидиен, магнетит 227
 Санта-Клара, магнетит 226
 Санта-Крус, бокситы 289
 Саткинское, магнетит, флюорит 101, 221, 222
 Саурасхтра, бокситы 287
 Саутпорт, монацит 238
 Сафага, фосфаты 344
 Свартрюнген, алмазы 167, 170
 Свошовице, сера 255
 Сегозеро, тальк 268
 Седлешко-Зейлишкое, каолин 325
 Сейдишехир, бокситы 287
 Сейлем, стронцианит 159
 Семиз-Бугу, андалузит, кианит 100, 129
 Семиз-Бугу, корунд 113, 161, 162
 Сенека, трепел 360
 Сеннотани, графит 210
 Сеново, каолин 331
 Сент-Анн, бокситы 287
 Сент-Анн-де-Мон, форстерит 243
 Сент-Остелл, каолин 328, 329
 Сент-Элизабет, бокситы 287
 Сенья, остров, графит 214
 Сервия, магнетит 119, 229
 Серлс, озеро, бораты 75, 120, 156, 365

- Серлс, озеро, калийные соли 354
 Серлс, озеро, сода 371
 Серра-дас-Эгуас, магнезит 224
 Серра-де-Калдас, циркит 144
 Серру, бокситы 287
 Сета, каолин 331
 Сетлингстоунс, витерит 146
 Сефви-Бекваи, бокситы 287
 Сигангойское, наждак 105
 Сидар-Топ, перлиты 338
 Синай, бирюза 14
 Синангой, корунд 163
 Синец, тальк 223, 272
 Сини, бокситы 287
 Сирегоко-Иосан, вулкан, сера 254
 Сира, магнезит 223
 Скальна, каолиновые глины 114
 Слапани, базальты 339
 Слапи, базальты 340
 Слюдянка, флогопит 235
 Смольник, пирит 262
 Сморчи, базальты 340
 Собрутка, полевые шпаты 177
 Сокорро, перлиты 338
 Соливар, галит 365
 Соликамск, калийные соли 120
 Солотвина, галит 368
 Солонечное, флюорит 99, 100, 182
 Солтпонд, каолин 331, 332
 Солт-Ривер, асбест 133
 Сона-Пахар, силлиманит 107, 128
 Сондрио, тремолит 130
 Сория, каолин 326
 Сороки, сера 256
 Спор-Маунтин, риолитовые туфы 152
 Спрингфилд, мыльный камень 269
 Спрус-Пайн, каолин 108, 327
 Спрус-Пайн, пегматит 26, 176
 Срни, стекольные пески 316, 318
 Стара-Вода, базальты 339
 Стара-Кремничка, кварциты 117
 Старобинское, калийные соли 353, 368
 Шашув, сера 255
 Стебник, калийные соли 354
 Стербридж, графит 209
 Страдброк, остров, циркон 144
 Странце, цементкварциты 112
 Строншиан, стронцианит 158
 Стршелеч, стекольные пески 316, 318
 Сукулу, апатит 28, 98, 343
 Султан-Чаир, бораты 157
 Схьернё, остров, нефелиновые синениты 176
 Сьерра-Анча, асбест 133
 Сьерра-де-Бандерас, сера 253
 Сьерра-Мохода, стронцианит 159
 Сьюдед-Боливар, алмазы 173
 Сысертск, антофиллит 141
 Сюжеевское, сера 255
 Таиба, фосфаты 344
 Таусу, каолин 331
 Такаринага, силлиманит 128
 Такоб, полевой шпат 176
 Таматаве — Маровинци, графит 110, 215
 Тамборин-Маунтинс, бокситы 287
 Тарапака, натриевая селитра 118
 Тарква, алмазы 174
 Тарнобжег, сера 87, 259, 260
 Тескоко, озеро, сода 371
 Тетфорд, асбест 135
 Техуко (теперь Диамантина), алмазы 173
 Теченское, корунд 163
 Тжебёнка, барит 150
 Тикондерога, графит 208
 Тилабери, каолин 325
 Тин-над-Влтавой, глины 409, 410
 Тинтик, цеолит 280
 Тиршенрейт, каолин 330
 Тихвинское, карстовые бокситы 115, 288, 290
 Токай, каолин 326
 Токай, цеолит 280
 Толедо, апатит 100, 343
 Тольфа, алунит 292
 Томбокро, бокситы 287
 Торгола, флюорит 186
 Тор-Лейк, щелочные синениты 152
 Торнтон, карбонаты 51
 Трейл-Ридж, ставролит 126
 Трелоуни, бокситы 287
 Трибен, графит 212
 Триполи, трепел 360
 Тршебивлице, гранат 113, 203
 Тугуе, бокситы 287
 Туин-Систерс, форстерит 243
 Тунгусское, графит 105
 Турбовское, каолин 329
 Турецки-врх, пирит 262
 Тускания, сассолин 104
 Тхан, глины 307
 Уайт-Маунтин, андалузит 127
 Уиллистон, каменная соль 368
 Уилсборо, волластонит 276
 Умбабаба, циркон 144
 Упата, бокситы 287
 Усольское, галит 366
 Уэйпа, Al-латериты 109, 287, 289
 Уэст-Баркли, алмазы 167
 Фантом-Хилл, фосфаты 347
 Фээнца, глины 301
 Фейч, магнезит, доломит 101

- Фелипе, глины 308
 Фениксвилл, графит 214
 Фердинанд, пирит 262
 Фиш-Крик, горы, целестин 159
 Фогельсберг, бокситы 287
 Фогельсберг, диатомиты 313
 Фригиагбе, бокситы 287
 Фронтенак, округ, апатит 98
 Фульда, калийные соли 353
 Фур, остров, диатомиты 313
- Хай-Айленд, сера 259
 Халиловское, магнезит 110, 227
 Халимба, бокситы 287
 Халь-типан, сера 259
 Ханларское, бентониты 299
 Харгита, каолин 326
 Харча, цеолит 280
 Харшань, бокситы 287
 Харьков, галит 368
 Хафуэй-Коп, кианит 129
 Хахотое, фосфаты 344
 Хвалетице, пирит 117, 262
 Хектор, бентониты 297, 299
 Хектор, туфы 280
 Хелван, гипс 321
 Хельгустадир, исландский шпат 101, 180
 Хеусельберг, тальк 272
 Хибинское, апатит 21, 83, 94, 341, 343, 344, 347
 Хиросима, алунит 292
 Хиршау, каолин 330
 Хито-Ламбинский район, полевой шпат 176
 Ходзон, бентониты 299
 Хоптаун, алмаз 164, 168
 Хоуп, Al-латериты 285, 325
 Хоуп, каолин 325
 Хоч-Доломит, доломит 117
 Хурибга, фосфаты 343, 433
- Центральный Копанник, хребет, волластонит 277
 Цзиндечжень, каолин 323
 Цинобая, магнезит 223
 Црна-Гора, бокситы 287
- Чайнытское, кианит 106
 Чакахула, сера 259
 Чалган, полевые шпаты 177
 Чапаро, асбест 130
 Чапи-гнездо, каолин 329
 Часов Яр, глины 307
 Чивисор, тальк 272
 Черкасское, бентонит 109, 298
 Чертови-шоди, известняки 401—403
- Чески-Крумлов, графит 106
 Чивила, магнезит 225
 Чикапа, алмазы 172
 Чирики, бокситы 287
 Чулут-Цаган-Дэль, флюорит 189
 Чупино-Лоухский район, полевой шпат 176
- Шабани, хризотил 137
 Шабровское, тальк 102, 268
 Шатов, глины 308
 Шебок, магнезит 223
 Шиле, циркон 144
 Шлукнов, диабаз 408
 Шнайттенбах, каолин 330
 Шошони, пемза 374
 Шпергау, каолин 330
 Штасфурт, бораты 120, 157
 Штасфурт, калийные соли 120, 258, 351—353, 432
 Штасфурт, эвапориты 356
- Щебув, полевые шпаты 177
- Эвбея, остров, магнезит 226
 Эвбея, остров, сепиолит 251
 Эджуанема-Маунт, Al-латериты 108
 Эдингген, каолин 330
 Эйкен, каолин 326
 Эйкен, ставролит 126
 Элеузис, бокситы 287
 Эль-Бур, сепиолит 251
 Эль-Куит, фосфаты 343
 Эль-Порталь, витерит 146
 Эльтон, озеро, галит 364
 Эль-Хаса, фосфаты 344
 Эмет, бораты 157
 Эмиг, фосфаты 347
 Энкантада-Меса, флюорит 184
 Энори, вермикулит 375
 Эрцберг, магнезит 225
 Эскишехир, сепиолит 251
 Этна, вулкан, сера 260
 Эубоя, магнезит 101
- Юрика, каолин 330
 Юсуфия, фосфаты 343, 433
- Ягоднинско, пирит 262
 Язов, сера 256
 Яйце, бокситы 287
 Ямагата, перлиты 338
 Ямато, волластонит 278
 Яме, каолин 331

Именной указатель

Абони (Abonyi) 101, 223, 224
Абониова (Abonyiová) 101
Агрикола (Agricola) 178, 264
Адамс (Adams) 120
Адамсон (Adamson) 93
Азимов 341
Александр (Altlander) 110, 111
Аллен (Allen) 135
д'Антреколь (d'Entrecolle) 323
Аоки (Aoki) 279
Асташенко 162

Байер (Bayer) 283
Бакстер (Бахтер) 100
Балкай (Balkay) 286
Балтер (Bulter) 250
Банкэн (Bancan) 220
Бардоши (Bardossy) 115, 286
Бартальский (Bartalský) 149
Батлер (Butler) 99, 250, 321
Бейтман (Bateman) 94, 372
Бейтс (Bates) 11, 13, 50, 82, 97, 135, 137, 138, 209, 276, 299, 300, 320

Ван Беммелен (van Bemmelen) 83
Бенешова (Benešová) 188
Бенешова-Таландова (Benešová-Talandová) 151
Бентц (Bentz) 11, 13, 152, 154, 304, 318, 361
Берк (Burke) 18
Бернард (Bernard) 96
Бернет (Bernett) 13
Берри (Berry) 420
Бертье (Bertier) 282
Бёмер (Böhmer) 17, 392
Бётиос де Бут (Boetios de Boot) 204
Билибин 17
Бир (Behre) 285
Бишоф (Bischof) 64
Бланкенберг (Blankenberg) 359
Бланкенбург (Blankenburg) 232
Блейк (Blake) 323
Бобриевич 93, 112, 168—170
Бодан (Beudant) 348
Больце (Bolze) 150
Борзунов 13
Боуэн (Bowen) 29, 267
Брана (Brana) 12
Брансон (Branson) 65, 66
Бристов (Bristow) 103, 328
Бробст (Brobst) 150
Бровков 52

Бузаш (Buzás) 419
Бушинский 44
Бьерум (Bjoerum) 93

Вадиа (Wadia) 99, 209
Ваканяц (Vakanjac) 12, 135, 161, 183, 207, 226, 315
Валетон (Valeton) 288
Валаяшко 66
Ван-дер-Бойтельшпахер (Van der Beurlespacher) 420
Ван-вер-Ваальс (Van der Waals) 204
Ванкова (Vančová) 225
Варин (Warin) 111, 116
Ватанабе (Watanabe) 104
Вахтль (Vachtl) 326
Вейнар (Vejnar) 133, 181
Вернер (Verner) 204, 242, 341
Вернон (Vernon) 111
Весели (Vesely) 191
Ветценштейн (Wetzenstein) 119, 229
Виталиано (Vitaliano) 101, 119
Витеринг (Withering) 145
Власов 25
Влотцка (Wlotzka) 78
Волдан (Voldán) 339
Вольф (Wolf) 39, 288

Галан (Galan) 330
Галан-Хертос (Galan-Huertos) 274
Гамильтон (Hamilton) 145
Гандин (Gandin) 150
Гаррелс (Garrels) 38
Герр (Gurr) 344
Гесс (Hess) 25
Гиббс (Gibbs) 34
Гилберт (Gilbert) 121
Гиллсон (Gillson) 12, 113, 163, 191
Гинзбург 23, 24
Гиттингер (Gittinger) 367
Гольдман (Goldmann) 257
Гольдшмидт (Goldschmidt) 242, 385
Гордон (Gordon) 46, 285
Горецкий (Goretzky) 288
Грабб (Grubb) 43, 109
Грин (Green) 18
Грушик (Gruszczzyk) 13, 84, 110
Грюнторад (Gruntorád) 392

Данзон (Danzon) 20
Дейвис (Davis) 109
Дженсен (Jensen) 94, 372

- Джонс (Jones) 427—429
 Джонсон (Johnson) 323
 Джонстон (Johnston) 99, 250
 Долбер (Dolbear) 263
 Доломье (Dolomieu) 314
 Дуришова (Durišova) 188
 Дыбков 305, 343
 Дьюи (Dewey) 18
 Дэна (Dana) 178
- Елисеев 344
 Еремеев 134
 Ермаков 134
- Заварицкий 25
 Зегер (Sege) 302, 304
 Зигль (Siegl) 225
 Зусман (Zussman) 420
- Иванов 33, 353
 Иванова 188
 Илич (Ilić) 229
 Ингерсон (Jngerson) 33
- Йодер (Yoder) 73
- Кавинато (Cavinato) 13, 19, 97, 104
 Каллаган (Callaghan) 119
 Калп (Kulp) 116
 Карналь (Carnall) 348
 Карр (Carr) 321
 Карякин 249, 343
 Каспар 189
 Келлер (Keller) 40, 114, 285, 300, 308, 326
 Келли (Kelly) 258
 Кеннеди (Kennedy) 20
 Кесслер (Kessler) 327
 Кинг (King) 320
 Кинсман (Kinsman) 321
 Кириш (Kiersch) 300
 Клайн (Kline) 12
 Клана (Klana) 119
 Клаус (Claus) 260
 Кливлэнд (Cleveland) 101
 Кодим (Kodym) 213
 Козловски (Kozlowski) 12
 Колер (Kohler) 361
 Коллинс (Collins) 121
 Копецки (Korepcky) 339
 Коржинский 25, 27
 Кормилицин 188
 Коста (Costa) 174
 Крайевски (Krajewski) 13, 20, 119
- Крамбейн (Krumbein) 38
 Краускопф (Krauskopf) 72
 Краутер (Krauter) 383
 Крокет (Crocket) 19, 20, 27, 164
 Кронштедт (Cronstedt) 278
 Кропотова 212
 Крчмар (Křčmář) 191
 Кужварт (Kužvart) 17, 44, 48, 59, 94, 106, 108, 109, 111, 112, 114—118, 121, 148, 185—187, 213, 214, 308, 315, 316, 332, 339, 392
 Кузьменко 233, 234
 Кук (Cook) 137
 Куликовский (Kulikovskiy) 13
 де Кун (de Kun) 98, 112, 113, 117
 Кэррол (Carrol) 49
 Кэткарт (Cathcart) 113
- Ладу (Ladoo) 12, 97, 98, 101, 105, 258, 259
 Лайель (Lyell) 64, 337
 Лайтмейер (Leitmeier) 225
 Лами (Lamey) 70, 93, 95, 101, 105—107, 113, 118, 119
 Ланди (Lundy) 263
 Ларсен (Larsen) 54—57
 Лафнэн (Loughnan) 37
 Леско (Lesco) 225—227
 Лефонд (Lefond) 12, 96, 106, 107, 110, 112, 114, 118, 120, 121, 191, 237, 243, 257, 278, 287, 296, 298, 321, 343, 346, 350, 360, 365, 367, 371, 442
 Липтей (Liptay) 419
 де Лларена (de Llarena) 225
 Ловенстам (Lowenstam) 52
 Лэндс (Landes) 25
- Маккензи (Mackenzie) 419
 Мак-Кинней (McKinnay) 332
 Манойлович (Manojlović) 228
 Марел (Marel) 420
 Маринов 181
 Марич (Marić) 315
 Мартини (Martini) 11, 13, 152, 154, 304, 318, 361
 Матер (Marher) 107
 Мейерс (Myers) 12, 97, 98, 101, 105, 258, 259
 Меренков 134
 Меррей (Murray) 296, 324
 Миллер (Miller) 64
 Миловский 212
 Минато (Minato) 279, 299
 Митчелл (Mitchell) 19, 20, 27, 164

- Мишик (Mišik) 59
 Моравецки (Morawiecki) 13
 Мэнньон (Mannion) 371
- Нагасава (Nagasawa) 330
 Найт (Knight) 292
 Недумов 233, 234
 Ней (Ney) 225
 Нерон (Nero) 151
 Неттлетон (Nettleton) 367
 Неужилл (Neužil) 315, 332, 421
 Ниггли (Niggli) 23
 Никитин 25, 234
 Нордли (Nordlie) 20
- Овчаренко 109
 Озеров 162
 Оксениус (Ochsenius) 64, 65, 70
 Орешкин 207
 Опп (Opp) 84, 86
- Павловска (Pawlowska) 86, 116
 Падалино (Padalino) 150
 Паладино (Paladino) 111, 189
 Паттерсон (Patterson) 109, 285, 286, 288,
 289, 296, 298
 Педерсон (Pederson) 283
 Пермен (Pirman) 157
 Перри (Perry) 97, 103, 110
 Петрашек (Petrascheck) 101
 Петров 134, 328
 Полак (Polák) 148
 Попович (Popović) 229
 Поттер (Potter) 106
 Поуба (Pouba) 31
 Прохазка (Procházka) 315, 316
- Раймер (Reimer) 150
 Райт (Wright) 13, 102
 Ранкама (Rankama) 296
 Рейхманн (Reichmann) 185—187
 Рёслер (Rösler) 359
 Риан (Ryan) 68
 Рингвуд (Ringwood) 18
 Риордон (Riordon) 102, 138
 Рихтер-Бернбург (Richter-Bernburg) 120,
 351
 Родас (Rodas) 274
 Родионов 24
 Руби (Rubey) 76, 119
 Рутье (Routhier) 23
- Сагул (Sagul) 116
 Серано (Serano) 330
 Силье (Silliers) 103
 Скэлл (Scull) 100
 Скиннер (Skinner) 116
 Скратон (Scraton) 320
 Славик (Slávik) 114, 117, 149, 221,
 223—225, 262, 298
 Смирнов 13, 20, 26, 32, 70, 96
 Смубликовский (Smulikowski) 119
 Собчиньский (Sobczyński) 150
 Соколова 134
 Солодов 25, 153
 Солоненко 211
 Стонхауз (Stonehouse) 119
 Стох (Stoch) 299
 Страхов 44, 49, 55, 66
 Сюй (Hsü) 64, 67, 68, 70, 260
- Табор (Taber) 137
 Тарди (Tardy) 39, 45
 Татаринов 13, 20, 93, 97—108, 110, 113,
 117, 120, 134, 138, 139, 146, 161, 162,
 188, 207, 211, 222, 233, 249, 268, 270,
 271, 305, 343, 344, 353
 Тернер (Termer) 70, 73
 Тичи (Tichý) 189, 214, 215
 Тогаси (Togashi) 112, 331
 Торез (Thorez) 420, 421
 Требишевский (Trebishevský) 76, 155
 Трескасес (Trescases) 39
 Туран (Turan) 225
 Турновец (Turnovec) 215
 Туттл (Tuttle) 267
 Тэйлор (Taylor) 257
- Уайклиф (Wichlif) 151
 Уиндли (Windley) 17
 Уолтер (Walter) 64, 65, 70
 Усиглио (Usiglio) 65
 Успенский 25
 Утада (Utada) 279, 299
 Уэдпол (Wedepohl) 78, 84, 86, 88, 153
- Файф (Fyfe) 73
 Фармер (Farmer) 420
 Феннер (Fenner) 29
 Фербридж (Fairbridge) 57
 Ферсман 22, 23, 25
 Ферхуген (Verhooen) 50
 Фили (Feely) 116
 Форстер (Forster) 242
 фон Фрейберг (von Freyberg) 112, 358,
 360
 Фукс (Fuchs) 150
 Фюге (Fuge) 88

- Хануш (Hanus) 33
 Хейнрих (Heinrich) 28
 Хейвельси (Helvaci) 157
 Хенин (Henin) 293
 Хетуэй (Hathway) 46
 Хови (Hovey) 360
 Холлар (Hollar) 379
 Холтер (Holter) 120
 Хуанг (Huang) 40
 Хьюит (Hewitt) 207
 Хьулстром (Hjulström) 50
- Цанс (Zans) 289**
Цорковски (Zorkovský) 225
- Чарлот (Charlot) 227
 Чермет (Chermette) 107
 Чех (Čech) 212
 Чидестер (Chidester) 102
 Чилингар (Chilingar) 52, 54—57
 Чрт (Chrt) 183, 189, 190
- Шаллер (Schaller) 25, 120**
Шарм (Scharm) 144
Шаффер (Schaffer) 287
- Шееле (Scheele) 145
 Шмальц (Shmalz) 67
 Шнейдерхен (Schneiderhöhn) 30, 71
 Штаки (Stuckey) 108
 Штемпрок (Stemprok) 184
 Штыроки (Styroký) 315
 Шуважинский (Szuwazyński) 150
 Шуен (Schuen) 304
- Эверхардт (Everhart) 343
 Эдмондс (Edmonds) 114
 Эйнике (Einecke) 183
 фон Эккерман (von Eckermann) 27
 Эль-Каммар (El-Kammar) 344
 Эмиг (Emig) 346
 Эрдош (Erdosh) 209
 Эрхарт (Erhart) 58
 Эспеншейд (Espenshade) 106
- Югстер (Eugster) 73**
- Якоби (Jacoby) 365**
Янкович (Janković) 12, 135, 161, 183, 207, 226, 315

Оглавление

Предисловие редактора.....	5
Предисловие. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	7
Глава 1. Введение. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	9
Глава 2. Происхождение неметаллических полезных ископаемых. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	17
Глава 3. Природные циклы главных элементов неметаллических полезных ископаемых. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	75
Глава 4. Обзор генетических типов неметаллических полезных ископаемых. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	92
Глава 5. Морфология и размеры месторождений неметаллических полезных ископаемых. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	122
Глава 6. Месторождения промышленных минералов. <i>Перевод В. С. Знаменского</i>	124
Глава 7. Месторождения неметаллических полезных ископаемых — горные породы. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	282
Глава 8. Месторождения строительных материалов. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	372
Глава 9. Нетрадиционные, перспективные и потенциальные виды неметаллических полезных ископаемых и их заменители. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	383
Глава 10. Минерагенетические провинции и эпохи. <i>Перевод С. С. Чекина</i>	390
Глава 11. Геофизические методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. <i>Перевод В. С. Знаменского</i>	392
Глава 12. Лабораторные исследования. <i>Перевод В. С. Знаменского</i>	418
Глава 13. Добыча и обогащение промышленных минералов и горных пород. <i>Перевод В. С. Знаменского</i>	423
Глава 14. Промышленные минералы и горные породы в мировой экономике. <i>Перевод В. С. Знаменского</i>	431
Глава 15. Перспективы поисков, добычи и использования неметаллических полезных ископаемых в мире до 2000 г. <i>Перевод В. С. Знаменского</i>	437
Литература.....	443
Предметный указатель.....	452
Указатель месторождений.....	459
Именной указатель.....	467

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и др. просим присылать по адресу: 129820, Москва И-110, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Милош Кужварт

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ст. научный редактор В. С. Краснова

Научный редактор Н. А. Никишина

Мл. научный редактор Т. С. Егорова

Художник А. В. Лоскутов

Художественный редактор А. Я. Мусин

Технический редактор Н. Б. Панфилова

Корректоры Р. Л. Вибке, Н. А. Вавилова

ИБ № 5627

Подписано к печати 25.10.85. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1

Гарнитура таймс. Печать офсетная.

Объем: 14,75 бум.л. Усл. печ.л. 29,50. Усл. кр.-отт. 29,50.

Уч.-изд.л. 30,18. Изд. № 5/4248. Тираж 1900 экз.

Заказ 774. Цена 4 р. 80 к.

Набрано в издательстве «Мир»

на фотонаборном комплексе «Компьюграфик»

129820, ГСП Москва, 1-й Рижский пер., 2

Тульская типография Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.

300600, Тула, проспект им. В. И. Ленина, 109.

4636