

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное автономное образовательное
учреждение высшего образования
«Белгородский государственный национальный
исследовательский университет»

В.А. Дунаев, И.М. Игнатенко

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Учебник

2-е издание, стереотипное



Белгород 2018

УДК 553.3/9(075.8)

ББК 26.325я73

Д 83

Рекомендовано к изданию редакционно-издательским советом факультета горного дела и природопользования НИУ «БелГУ» (протокол № 4 от 20.12.2017).

Рецензенты:

В.И. Григорьев, кандидат геолого-минералогических наук,
ведущий специалист АО «Лебединский ГОК»;

М.М. Яковчук, кандидат геолого-минералогических наук,
доцент кафедры прикладной геологии и горного дела НИУ «БелГУ»

Дунаев В.А.

Д 83

Основы учения о полезных ископаемых: учебник / В.А. Дунаев, И.М. Игнатенко. – 2-е изд. стер. – Белгород: ИД «Белгород» НИУ «БелГУ», 2018. – 244 с.

ISBN XXX-X-XXXX-XXXX-X

В учебнике изложены общие сведения о полезных ископаемых и их месторождениях как горнопромышленных объектах, приведена генетическая классификация месторождений твердых полезных ископаемых, дана характеристика каждого класса с примерами представительных и хорошо изученных месторождений. Дополнительно к этому кратко рассмотрены месторождения нефти и газа.

Для студентов вузов, обучающихся по специальностям «Горное дело» и «Прикладная геология».

УДК 553.3/9(075.8)

ББК 26.325я73

ISBN XXX-X-XXXX-XXXX-X

© Дунаев В.А., Игнатенко И.М., 2018

© НИУ «БелГУ», 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
<i>Глава 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАК ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТАХ</i>	7
1.1. Основные понятия	7
1.2. Виды полезных ископаемых и форма их тел	12
1.3. Вещественный состав, текстура и структура минерального вещества, качество и запасы полезных ископаемых	19
1.4. Горнотехнические условия разработки месторождений и технологические свойства минерального сырья	29
<i>Глава 2. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ</i>	34
2.1. Генетическая классификация месторождений	34
2.2. Связь месторождений с основными геотектоническими элементами земной коры	40
2.3. Геологические факторы, определяющие условия образования и размещения месторождений	44
2.4. Структура месторождений полезных ископаемых	50
<i>Глава 3. СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	54
3.1. Ликвационные месторождения	54
3.2. Раннемагматические месторождения	58
3.3. Позднемагматические месторождения	63
<i>Глава 4. КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	70
<i>Глава 5. ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	76
<i>Глава 6. АЛЬБИТИТОВЫЕ И ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	85
<i>Глава 7. СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	92
<i>Глава 8. СОБСТВЕННО ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	102
<i>Глава 9. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	117
<i>Глава 10. ЭНДОГЕННО-ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	127

<i>Глава 11. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ</i>	<i>145</i>
<i>Глава 12. ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	<i>153</i>
12.1. Условия образования осадочных месторождений	153
12.2. Механические осадочные месторождения	155
12.3. Химические осадочные месторождения	161
12.4. Биохимические осадочные месторождения	178
<i>Глава 13. ГИДРОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	<i>188</i>
<i>Глава 14. ТЕХНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i>	<i>194</i>
<i>Глава 15. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА</i>	<i>198</i>
15.1. Общие сведения о нефти и газе	198
15.2. Генезис нефти и газа	201
15.3. Особенности размещения и масштабы накопления нефти и газа в земной коре	206
РЕКОМЕНДУЕМЫЙ БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	210
УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РАЙОНОВ (БАССЕЙНОВ)	211
СЛОВАРЬ МИНЕРАЛОВ (А) И ГОРНЫХ ПОРОД (Б), УПОМЯНУТЫХ В УЧЕБНИКЕ	215

ПРЕДИСЛОВИЕ

Россия была, есть и будет одной из крупнейших горнопромышленных стран мира, что определяет необходимость подготовки квалифицированных специалистов горного дела различного профиля. Данный учебник «Основы учения о полезных ископаемых» адресован студентам вузов, обучающимся по специальностям «Горное дело» и «Прикладная геология». Горные инженеры (разработчики, геологи, маркшейдеры и др.) призваны проектировать горнодобывающие предприятия (шахты и карьеры), а на действующих рудниках планировать с учетом особенностей геологического строения эксплуатируемых месторождений добычу минерального сырья с минимальными его потерями и разубоживанием, обеспечивать подачу на обогатительную фабрику руды стабильного качества, проводить эксплуатационную разведку и доразведку месторождений. Знание основ учения о полезных ископаемых является залогом оптимального решения упомянутых выше и ряда других задач, стоящих перед горными инженерами.

В соответствии с программой курса «Основы учения о полезных ископаемых» в учебнике изложены общие сведения о полезных ископаемых и их месторождениях как горнопромышленных объектах, приведена генетическая классификация месторождений твердых полезных ископаемых (на базе предложенной В.И. Смирновым [12] с учетом ее доработки В.И. Старостиным и П.А. Игнатовым [13]), показана связь месторождений определенного класса с геотектоническими элементами земной коры; охарактеризованы геологические факторы, определяющие условия образования и размещение месторождений, раскрыта суть понятия структура месторождения.

Дана характеристика каждого класса месторождений с изложением особенностей их генезиса и строения, описанием минерального состава, текстуры и структуры полезных ископаемых, оценки содержания в них полезных компонентов. Приведены примеры (с описанием и схематическим разрезом, иногда планом и разрезом) наиболее представительных и хорошо изученных месторождений. В заключительных главах учебника рассмотрены

техногенные месторождения твердых полезных ископаемых и месторождения нефти и газа.

Кроме традиционного указателя месторождений и районов (бассейнов), учебник снабжен словарем упомянутых в нем минералов и горных пород. Наличие такого словаря в совокупности с текстом и рисунками делает учебник необходимым и достаточным информационным источником для качественного выполнения студентами практических работ по курсу «Основы учения о полезных ископаемых». Естественно для этого требуется также грамотно подобранная коллекция образцов полезных ископаемых и вмещающих их горных пород.

Учебник написан на основе конспекта лекций, читаемых авторами студентам горно-геологических специальностей в Белгородском государственном национальном исследовательском университете. При этом была использована отечественная и зарубежная научная и учебная литература по геологии полезных ископаемых, учтен личный опыт авторов в изучении эксплуатируемых рудных месторождений различного генезиса с целью усовершенствования геологического обеспечения процесса добычи и переработки минерального сырья. Главы 4, 5, 6, 9, 11 написаны И.М. Игнатенко, а остальные В.А. Дунаевым.

Большую помощь в подготовке рукописи учебника к изданию оказали С.Г. Саломатина и И.Н. Пантелеева, за что авторы выражают им свою признательность.

Глава 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАК ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТАХ

1.1. Основные понятия

Полезное ископаемое – находящееся в земной коре вещество, которое по качеству, количеству и условиям залегания пригодно для промышленной разработки. До недавнего времени полезные ископаемые были исключительно природного происхождения. Начиная со второй половины прошлого столетия к полезным ископаемым относят также техногенные образования, удовлетворяющие указанным выше требованиям.

Все полезные ископаемые по своему физическому состоянию делятся на твердые и флюидные. *Твердые полезные ископаемые* представлены минералами и горными породами, поэтому еще называются минеральным сырьем. *Флюидные полезные ископаемые* представлены жидкостями (подземные воды, нефть, галоген- и металлосодержащие рассолы), газами (природный газ, метан, инертные газы), а также смесями газ-жидкость (газоконденсат) и твердое – жидкость (грязи, илы).

Для твердых полезных ископаемых, в которых полезными компонентами являются химические элементы и соединения, минералы, используют понятие «руда» как противопоставление «пустой» породе.

Руда – твердое полезное ископаемое, представленное горной породой, содержащей указанные выше компоненты (элементы, их соединения, минералы) в количестве и виде, обеспечивающих их экономически целесообразное промышленное извлечение.

Первоначально рудой называли только металлические полезные ископаемые, но постепенно это понятие распространилось и на многие неметаллические ископаемые (агрохимические руды, алмазсодержащие руды и т.п.). Соответственно тело и месторождение руды называют рудным телом и рудным месторождением.

Тело (залежь) полезного ископаемого – обособленное и непрерывное скопление полезного ископаемого. Для названия единичных скоплений нефти и газа в земной коре применяется исключительно термин «залежь». Залежи нефти и газа расположены в ловушках, образованных породой-коллектором, обладающей повышенной проницаемостью, под экраном непроницаемых пород.

Контакт тела полезного ископаемого (рудного тела) – внешняя граница тела, отделяющая его от пустой породы. Иногда он бывает резким и однозначно устанавливается визуально, но чаще всего переход от пустой породы к руде нечеткий с постепенным увеличением содержания ценного минерала по направлению к рудному телу. Мощность (ширина) переходной зоны может колебаться от дециметров до десятков метров. Более того, в рудах благородных и редких металлов, содержащих всего сотые – тысячные доли процента ценных минералов, причем нередко в виде очень мелких зерен, эти минералы практически не видны невооруженным глазом. Поэтому на всех стадиях изучения месторождения полезное ископаемое и непосредственно окружающие его породы опробуются и по результатам опробования определяются границы рудных тел в соответствии с требованиями кондиций: по бортовому содержанию ценного компонента (или критериальному значению иного показателя качества полезного ископаемого) и минимальной промышленной мощности.

По отношению к вмещающим породам различают сингенетические и эпигенетические тела полезных ископаемых (рудные тела).

Сингенетическое тело полезного ископаемого образуется одновременно с вмещающими породами в одних и тех же условиях. Сингенетичными являются тела полезных ископаемых, образованные осадочным путем или в процессе регионального метаморфизма, а также сформированные при застывании магматического расплава на месте его возникновения внутри материнской интрузии.

Эпигенетическое тело полезного ископаемого образуется позже вмещающих пород. Вещество полезного ископаемого заполняет трещины и пустоты, поровое пространство. Эпигенетическими являются залежи нефти и газа, подземных вод, а также тела многих твердых полезных ископаемых, вещество которых образовалось из минерализованных водных растворов или при застывании магматических расплавов. Обычно под их воздействием вмещающие породы в той или иной мере изменяют свой облик (цвет, минеральный состав, текстуру и структуру), что является одним из признаков эпигенеза полезного ископаемого. Эпигенетические тела магматического происхождения называются *инъекционными*.

Месторождение – участок земной коры с одним или несколькими телами полезного ископаемого, объединенными общностью происхождения и геолого-структурной позиции. Различают *промышленные* месторождения, которые по количеству и качеству полезного ископаемого могут быть объектом разработки при данном состоянии техники и в данных экономических условиях, и *непромышленные*, которые по указанным выше критериям могут разрабатываться только при изменившихся технико-экономических условиях.

Оруденение – термин, включающий два понятия. Во-первых, он указывает на присутствие в горных породах рудных минералов, независимо от их содержания. Обычно данное понятие уточняется по качеству, составу и характеристике оруденения (бедное, богатое, промышленное, непромышленное, вкрапленное, медное, сингенетическое, эпигенетическое и т.п.). Во-вторых, он обозначает процесс, вызывающий появление рудных минералов в горных породах.

Рудопроявление – участок земной коры, в котором установлено наличие руды, приближающейся по своему качеству к кондиционной, но ее количество или невыяснено или не удовлетворяет требованиям промышленности. В первом случае, возможно, что при дальнейшем изучении рудопроявления оно перейдет в разряд месторождений.

Рудная формация – группа месторождений со сходными минеральным составом руд и условиями образования, независимо от их возраста. Название рудной формации обычно дается по ведущим минералам (например, золото-сульфидная) или химическим элементам (например, медно-молибденовая).

Промышленный тип месторождений – ряд месторождений одной рудной формации, которые экономически целесообразно разрабатывать при современном состоянии техники и технологии горного производства. Промышленным типам соответствуют только некоторые, наиболее важные рудные формации, т.е. круг рудных формаций значительно шире числа промышленных типов.

Минерагения – раздел учения о полезных ископаемых, изучающий закономерности размещения месторождений в земной коре в связи с историей ее геологического развития. Применительно к месторождениям только металлических полезных ископаемых синонимом этого понятия является **металлогения**. Указанные закономерности обычно рассматриваются отдельно для трех основных геотектонических режимов развития земной коры: геосинклинального (горно-складчатого), платформенного и дна Мирового океана.

Выделяют следующие минерагенические (металлогенические) категории участков земной коры (в порядке уменьшения их размеров): провинции, области (пояса, бассейны), районы (узлы), поля, месторождения, тела (залежи). Понятие о двух последних категориях дано выше.

Провинция полезных ископаемых – крупный участок земной коры, относящийся к платформе, складчатому поясу или дну океана, с характерным набором месторождений, обусловленным особенностями строения и геологического развития этого участка. Например, выделяют провинции Русской и Сибирской платформ, Уральскую или Кавказскую провинцию и т.п. Различают также провинции по видам минерального сырья: металлогенические (рудные), угленосные, нефтегазоносные. Среди металло-генических выделяют провинции докембрийских платформ, каледонских, герцинских, мезозойских и

альпийских складчатых зон и др. Угленосные провинции разделяют по основным эпохам массового угленакопления на карбоновые, пермско-юрские, позднемеловые и палеоген-неогеновые. Среди нефтегазоносных различают провинции внутриплатформенных впадин, предгорных прогибов, межгорных впадин, морского шельфа и другие. Площади провинций – от сотен тысяч до миллиона и более квадратных километров.

Область полезных ископаемых – часть провинции, совпадающая с крупными геотектоническими элементами платформ, геосинклиналей или океанического дна (щитами, синеклизами, антеклизами, срединными массивами, антиклинориями, синклинориями и т.п.) с присущими им месторождениями полезных ископаемых. Площади областей – от десятков тысяч до первых сотен тысяч квадратных километров. Среди областей особо выделяют пояса и бассейны полезных ископаемых.

Пояс – область полезных ископаемых, в пределах которой месторождения приурочены к линейно-вытянутым тектоническим элементам. Выделяют пояса металлогенические (рудные) и угленосные. Размеры поясов колеблются в широких пределах. Например, полиметаллический пояс Рудного Алтая протягивается на 300 км при ширине 40 км, а рудный пояс Кордильер имеет длину более 2500 км и ширину более 100 км.

Бассейн – область площадью от сотен до сотен тысяч км² почти непрерывного распространения стратифицированных (согласных со слоистостью вмещающих пород) пластов и линз полезных ископаемых. Примеры бассейнов рудных месторождений: железа – Криворожский, Курской магнитной аномалии (КМА); марганца – Никопольский; минеральных солей – Соликамский, Иркутский; угля – Донецкий, Кузнецкий.

Район – часть области (пояса или бассейна) относительно изометричной или неправильной формы, в которой обособленно группируются месторождения. Длина и ширина районов от нескольких десятков до 150-200 км.

Зона – линейно вытянутая на несколько десятков км при ширине несколько км рудоносная площадь в пределах областей и рудных районов.

Узел – рудоносная площадь относительно изометрических или неправильных очертаний, являющаяся частью рудных районов, зон и отчетливо выделяющаяся на фоне слабой минерализации или безрудных площадей. Узлы контролируются пересечениями разноориентированных разломов либо выходами интрузий, с которыми генетически связано оруденение.

Поле полезных ископаемых (рудное поле) – группа сближенных месторождений, объединенных общностью происхождения и приуроченностью к единой геологической структуре. Площадь полей составляют от нескольких до десятков квадратных километров. Поле состоит из нескольких месторождений полезного ископаемого или одного крупного месторождения, представленного рядом разобщенных рудных тел.

1.2. Виды полезных ископаемых и форма их тел

Твердые полезные ископаемые насчитывают сотни видов по их составу, свойствам и использованию. Все разнообразие твердых полезных ископаемых подразделяют на три группы: металлические, неметаллические и горючие (каустобиолиты).

Металлические полезные ископаемые (руды металлов) перерабатывают с получением металлов, их сплавов или соединений. Традиционно выделяют руды *черных металлов* (железа, марганца, хрома и титана), *цветных* (алюминия, магния, никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, олова, вольфрама, молибдена, висмута, сурьмы и ртути), *редких* (ванадия, галлия, гафния, индия, рения, рубидия, цезия, селена, скандия, теллура, бериллия, германия, лития, ниобия, тантала, редкоземельных металлов, стронция и циркония), *благородных* (золота, платиноидов и серебра) и *радиоактивных* (урана).

Неметаллические полезные ископаемые по направлениям их использования подразделяются на четыре подгруппы минерального сырья: горно-химическое, горнотехническое (горноиндустриальное), для производства строительных материалов и камнесамоцветное. В *первую подгруппу* входят

полезные ископаемые, которые подвергаются химической обработке с получением минеральных удобрений, чистых химических элементов и их соединений. Наибольший промышленный интерес в этой подгруппе представляют фосфатное сырье (апатиты и фосфориты), сера, минеральные соли (натриевые, калиевые и магниевые), борное сырье.

Вторая подгруппа объединяет минералы и горные породы, используемые для получения различных технических изделий и композиционных материалов (асбест, графит, тальк, слюды), а также в качестве флюсов (кварцит, доломит, известняк, флюорит), огнеупоров (каолин, магнезит, брусит, хромит, оливинит и дунит), керамического и стекольного сырья (полевые шпаты, волластонит, кварц, стекольные пески), абразивов (гранат, корунд, наждак, обсидиан, кремнь, кварцевые пески и песчаники), сырье для каменного литья (базальт, диабаз и др.), сорбентов (цеолиты, кремнистые породы, бентонит, палыгорскит), минеральных красок.

Третья подгруппа включает горные породы, которые непосредственно или после термической (термохимической) обработки используют как строительные материалы. К третьей подгруппе относят пыльные, строительные и облицовочные камни, пески для бетона и силикатных изделий, песчано-гравийные материалы, карбонатные породы для обжига на известь, цементное, кирпично-черепичное и керамзитовое сырье.

Четвертая подгруппа представлена драгоценными (алмаз и изумруды) и цветными (амазонит, аметист, лазурит и др.) камнями, пьезооптическим сырьем (кварцем, исландским шпатом, оптическим кальцитом и флюоритом).

Указанное деление неметаллических полезных ископаемых на подгруппы достаточно условное, так как многие из них имеют многоцелевое назначение. Особенно это касается карбонатных и кремнистых пород, глин и минеральных солей. Например, мел используют в индустрии строительных материалов, а также в бумажной, лакокрасочной, резинотехнической и других отраслях промышленности.

Горючие твердые полезные ископаемые (угли, горючие сланцы и торф, асфальтиты, озокериты) являются топливно-энергетическим сырьем.

Между выделенными тремя группами полезных ископаемых по их практическому применению нет резких границ. Например, руды хрома (хромиты) используют как металлургическое, химическое и огнеупорное сырье. Из бокситов производят не только алюминий, но и абразивы (синтетический корунд), огнеупоры и специальные сорта цемента. Некоторые типы углей используют не как топливо, а как сырье для получения германия. Основной продукт переработки урановых руд (триоксид урана U_2O_3) получают методами химической технологии и используют как энергоноситель (из него изготавливают топливные элементы для АЭС), так и для создания атомного оружия.

Флюидные полезные ископаемые используются главным образом в энергетике (нефть, природный газ, термальные подземные воды), химической промышленности (нефть, газ, рассолы) и для лечебных целей (минеральные воды, грязи). Ценнейшим полезным ископаемым являются подземные воды для питьевого и технического водоснабжения.

Тела твердых полезных ископаемых по форме подразделяются на плоские, изометричные и сильно вытянутые по одной оси, неправильной формы и комбинированные. К *плоским* относятся те из них, у которых длина и ширина резко преобладают над мощностью. Сингенетические плоские тела, имеющие обычно плавные контуры своих границ: пласты, линзы, иногда ленты, а эпигенетические, для которых характерны различной конфигурации локальные изгибы их контуров – соответственно пласто-, линзо- и лентообразные. Выполненные минеральным веществом трещины с четкими границами – жилы, а минерализованные трещинно-брекчиевые зоны – жилообразные тела. Изометричные, вытянутые по одной оси и неправильной формы тела являются эпигенетическими. К *изометричным* относятся штоки и гнезда. *Сильно вытянутые по одной оси* тела – трубы, трубки, трубообразные и столбообразные. Особо выделяется такой тип рудных тел как штокверк,

характерной особенностью которого является своеобразное внутреннее строение. Ранее их относили к изометричным, но разведочная практика показала, что они могут иметь различную форму.

Пласт – типичная форма тел полезных ископаемых осадочного происхождения. Он имеет две поверхности напластования (подошву и кровлю), отделяющие его от подстилающих и перекрывающих пород. Различают простые пласты (без прослоев пустых пород) и сложные пласты (с прослоями пустых пород, которые разделяют пласт на пачки) (рис. 1.1, а). Пластообразные рудные тела метасоматического генезиса формируются в слоистой толще осадочных пород, а магматогенного – в стратифицированных ультраосновных и щелочных плутонах.

Линза – тело чечевицеобразной формы, выклинивающееся по всем направлениям.

Лента – согласное с вмещающими породами рудное тело, ограниченное почти параллельными поверхностями, у которого длина в десятки и сотни раз больше ширины при относительно небольшой мощности (до первых метров). Ленты характерны для речных россыпей золота, платины и других минералов.

Жила – протяженное в двух направлениях плоское тело, образовавшееся либо в результате выполнения трещинной полости минеральным веществом, либо вследствие метасоматического замещения горных пород вдоль трещин (обычно наблюдается и то и другое, но в разных пропорциях). Боковые поверхности жил, отделяющие их от вмещающих пород, называются *зальбандами* (рис. 1.1, б). Часто зальбандами называют и непосредственно прилегающие к жиле оруденелые вмещающие породы. Вокруг жил обычно развивается *ореол околосильного изменения* пород, обусловленный воздействием на них гидротермальных растворов, просочившихся из полостей трещин, контролирующих жилы. Отходящие от жил ответвления называются *анофизами*, а обогащенные ценными компонентами участки жил или раздувы их мощности – *рудными столбами*.

Штокверк – блок горных пород (изометричной, трубообразной или иной формы), пронизанной густой сетью мелких рудных жил и насыщенный рудной вкрапленностью (рис. 1.1, в). Штокверками представлены гидротермальные месторождения меди, молибдена, олова, вольфрама и других цветных металлов.

Шток – изометричное или субвертикальное грушевидное рудное тело размером в поперечнике несколько десятков метров (рис. 1.1, г).

Гнездо – небольшое (до первых метров) изометричное тело рудного вещества (рис. 1.1, д). Эта форма характерна для золоторудных, ртутных, хромитовых и некоторых других рудных месторождений. Локальные скопления таких гнезд являются наиболее продуктивными участками месторождения.

Трубы, трубки, трубообразные и столбообразные залежи уходят на глубину субвертикально или под относительно небольшим наклоном с тенденцией к уменьшению площади горизонтального сечения (рис. 1.1, е). Типичны для магматогенных месторождений алмазов, апатит-магнетитовых руд, а также полиметаллических, золото-серебряных и железорудных месторождений гидротермального генезиса в вулканических аппаратах и диатремах.

Тело неправильной формы характеризуется наличием выступов, пережимов, ответвлений и в целом сложной геометрией поверхности. По своей общей конфигурации оно может быть близким к изометричному, уплощенным, удлиненным или дискообразным.

Комбинированная залежь характеризуется сочетанием рудных тел разной формы; например, пластообразных и жильных, трубообразных и пластообразных, штоков и жил.

Абсолютное большинство тел полезных ископаемых вытянуты в плане и разрезе (по слоистости вмещающих пород или вдоль контролирующих орудование разломов, контактовых или экранных плоскостей). Залегание тел полезных ископаемых характеризуется азимутом простирания, азимутом и углом их падения.

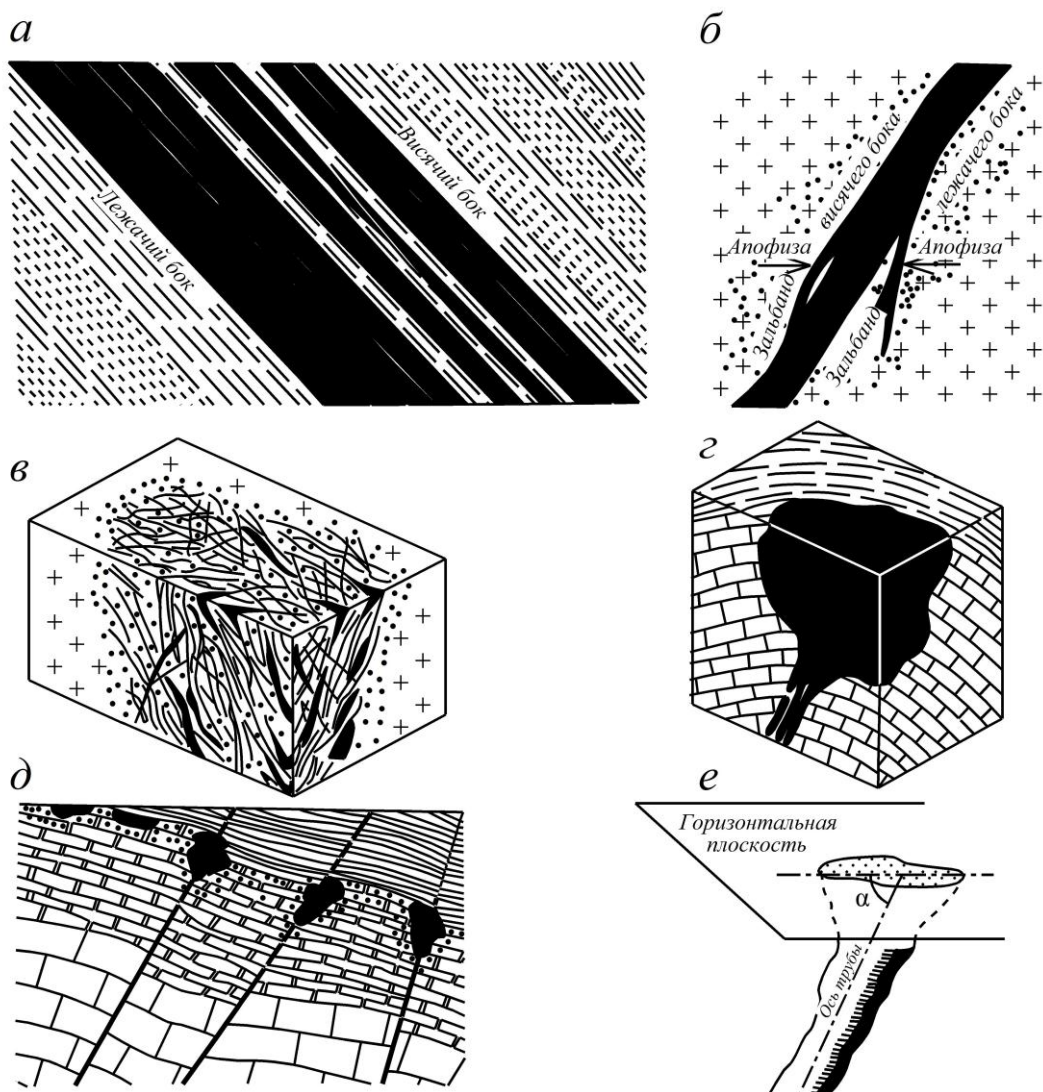


Рис. 1.1. Основные формы тел твердых полезных ископаемых по В.И. Смирнову:
 а – пласт; б – жила; в – штокверк; г – шток; д – гнездо; е – труба

По углу падения они делятся на горизонтальные и пологие (до 10°), наклонные (от 10 до 30°), круто-наклонные (от 30 до 55°) и крутые (от 55 до 90°). Для линзовидных и жильных тел, кроме того, необходимо учитывать склонение (погружение линии выклинивания) и угол склонения (угол между линией склонения и простираанием тела). Одним из элементов залегания трубок и трубообразных залежей является угол ныряния (угол между осью тела и горизонтальной плоскостью) (см. рис.1.1, е).

Залежи нефти и газа подразделяются на пластовые, массивные и линзовидные [2].

Пластовые залежи приурочены к пласту-коллектору, заключенному между пластами непроницаемых или слабопроницаемых пород (рис. 1.2, а).

М а с с и в н ы е з а л е ж и приурочены к выступам (структурным, эрозийным рифовым) проницаемых пород, перекрытым экраном плохопроницаемых пород (рис. 1.2, б). В таких залежах поверхности, разделяющие нефть, газ и воду, горизонтальны и секут ловушку, независимо от поверхностей напластования.

Л и н з о в и д н ы е з а л е ж и связаны с локальными зонами пористых и трещиноватых пород, ограниченных со всех сторон непроницаемыми породами (рис. 1.2, в).

По физическому состоянию углеводородов различают залежи нефтяные, газовые, газонефтеконденсатные (газ содержат в растворенном состоянии значительное количество жидких углеводородов), газонефтяные (вверху газ, внизу нефть), газоконденсатные (вверху – газ, насыщенный жидкими углеводородами, внизу – нефть).

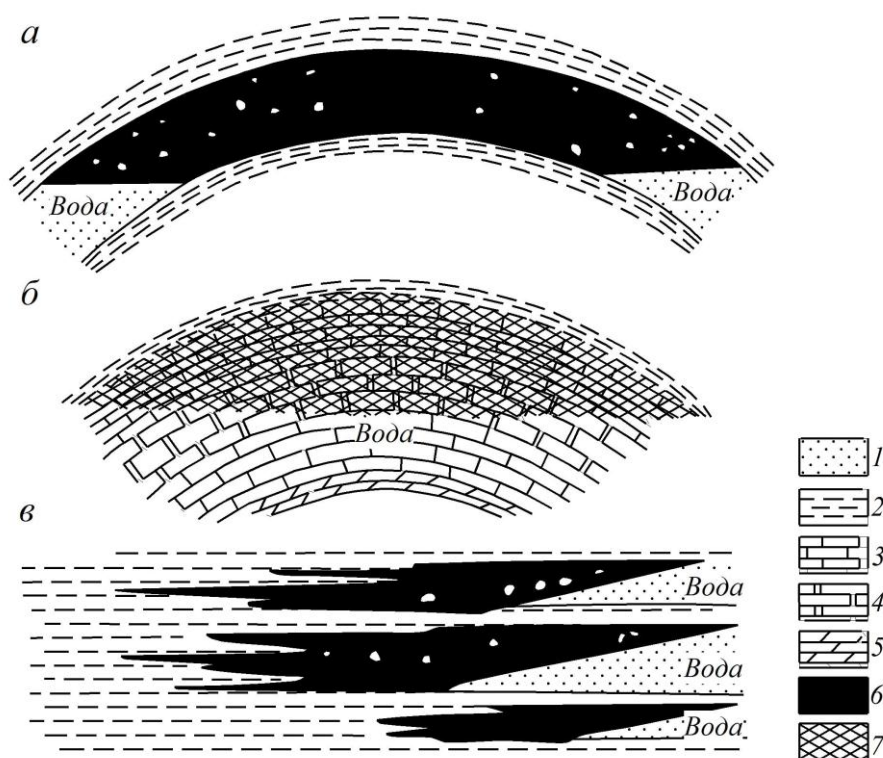


Рис. 1.2. Типы залежей нефти и газа

(а – пластовая; б – массивная; в – линзовидная) по И.О. Броду: 1 – пески; 2 – глины; 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – мергели; 6 – нефтеносные пески; 7 – нефть или газ

1.3. Вещественный состав, текстура и структура минерального вещества, качество и запасы полезных ископаемых

Вещественный состав полезного ископаемого определяется количественным соотношением массы слагающих его компонентов, выраженным в процентах, т.е. содержанием компонентов. Для твердых полезных ископаемых различают минеральный состав (содержание физически обособленных частиц – минералов, обломков горных пород, органического и аморфного минерального вещества) и их химический состав (содержание химических компонентов). Минеральный состав определяется обычно оптическими методами (в тонких срезах, приполировках, протолочках), а химический – с помощью химического анализа или физическими методами.

Руды состоят из ценных (рудных) и породообразующих (жильных) минералов. Соотношение тех и других может быть самое различное. Например, в рудах золота и платины содержание этих элементов обычно не превышает 10-20 г/т, а богатые железные руды практически целиком состоят из рудных минералов (гематита, магнетита). Руды, содержащие несколько ценных минералов или химических компонентов, которые могут быть извлечены из них, называются *комплексными*.

По принадлежности преобладающей части рудных минералов к тому или иному классу выделяют следующие типы руд: содержащие самородные элементы (золотые, платиновые и т.п.), сульфидные (в основном руды цветных металлов), оксидные (руды черных металлов, олова, вольфрама), карбонатные (некоторые типы руд железа, марганца, магния, свинца, цинка), сульфатные (баритовые, стронциевые руды), фосфатные (руды фосфора) и силикатные (слюда, асбест и др.).

Вещественный состав углей определяется оптическим методом, а также техническим и элементарным (химическим) анализом. Оптическим методом (под микроскопом в приполированных образцах угля) устанавливают соотношения в них основных органических ингредиентов (фюзена, дюрена,

кларена и витрена), и, соответственно, петрографический тип угля. Технический анализ необходим для определения в угле содержания влаги, летучих веществ, золы (минерального остатка после сгорания угля) и кокса (остаточного продукта после термической обработки спекающихся каменных углей при температуре выше 800°C без доступа воздуха). Разница между начальной массой угля и суммарной массой золы и влаги есть горючая масса угля. Содержание золы в разных типах углей колеблется от 1,5 до 25%. С помощью элементарного анализа определяют содержание в горючей массе угля углерода, водорода, азота, кислорода, фосфора и серы. Содержание углерода в углях 60-96%, водорода 2-12 %.

Вещественный состав нефти выражается соотношением трех компонентов: углеводородов (абсолютно преобладают), смолистых веществ (кислородных, азотистых и сернистых органических соединений) и минерального вещества (металлоорганических соединений). Последние два компонента играют роль примесей нефти. В составе природного газа преобладает метан (CH_4) в смеси с этаном (C_2H_6), пропаном (C_3H_8) и бутаном (C_4H_{10}), встречается примесь углекислого газа (CO_2), азота и сероводорода (H_2S).

Текстура и структура минерального вещества полезного ископаемого отражают особенности его строения. Текстура характеризуется пространственным взаиморасположением минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по составу, форме, размеру и структуре. Поскольку размеры минеральных агрегатов обычно составляют сантиметры и дециметры, текстура устанавливается визуально по естественным или искусственным обнажениям, отдельным штуфам и керну буровых скважин. Структура – это строение минерального агрегата, определяемое формой, размерами и особенностями срастания слагающих его зерен. Срастание минералов может быть типа соприкосновения, врастания или включения одного индивида в другой. По форме зерен полезного ископаемого структуры подразделяются на три группы: с совершенной кристаллической огранкой (*идиоморфнозернистые*); с элементами граней и вершин кристаллов (*гипидиоморфнозернистые*); практически лишенные форм правильных

кристаллов (*аллотриоморфнозернистые*). Так как в подавляющем большинстве случаев размер зерен полезных минералов составляет доли миллиметра, структура вещества полезного ископаемого выявляется обычно путем изучения под микроскопом прозрачных или полированных шлифов. При более крупном размере зерен (от одного миллиметра и выше) она устанавливается визуально по образцам полезного ископаемого и их приполировкам.

Текстурно-структурные особенности полезного ископаемого являются показателями оценки качества минерального сырья как объекта технологического передела. Взаимоотношения минеральных агрегатов, форма, размеры и особенности срастания в них минералов влияют на схему переработки полезного ископаемого, обуславливают оптимальную крупность их дробления и измельчения, что обеспечивает наиболее полное раскрытие зерен и извлечение полезного компонента в концентрат.

Основные типы текстур полезных ископаемых: массивная, полосчатая, плейчатая, пятнистая, прожилковая, вкрапленная, прожилково-вкрапленная, брекчиевидная, брекчиевая, нодулярная, бобовая, кокардовая, крустификационная, почковидная, друзовая.

Массивная текстура характеризуется сплошным и равномерным выполнением пространства агрегатами моно- и полиминерального состава (рис. 1.3, а).

Полосчатая текстура и ее разновидность (*слоистая*) представлены чередованием полос (слоев), различающихся по структуре, цвету, крупности зерен или минеральному составу (рис. 1.3, б). При закономерном чередовании двух таких полос текстура называется *ритмично-полосчатой* (рис. 1.3, в).

Плейчатая текстура выражается мелкой складчатостью, обусловленной тектонической деформацией слоев осадочных и метаморфических пород; присуща колчеданным рудам и железистым кварцитам (рис. 1.3, г).

Пятнистая текстура характеризуется наличием в полезном ископаемом пятен, отличающихся от основной его массы минеральным составом и цветом (рис. 1.3, д).

Прожилковая текстура, характерная для гидротермальных месторождений, образуется субпараллельными и (или) разноориентированными рудными прожилками (рис. 1.3, е) (разновидность – *сетчатая текстура*, возникающая при заполнении минеральным веществом пересекающихся в горной породе линейных трещин).

Вкрапленная текстура отличается наличием рассеянных зерен рудных минералов в основной нерудной массе (рис. 1.3, ж).

Прожилково-вкрапленная текстура выражена особенностями, присущими прожилковой и вкрапленной текстурам.

Брекчиевидная текстура образуется при метасоматическом замещении дробленых пород, вследствие чего их обломки имеют извилистые очертания (рис. 1.3, з).

Брекчиевая текстура в отличие от брекчиевидной характеризуется остроугольными очертаниями обломков без признаков их замещения цементирующим веществом (рис. 1.3, и).

Нодулярная текстура представлена сферическими включениями рудного агрегата во вмещающих породах, содержащих вкрапленность рудных минералов; характерна для хромитовых месторождений Кемпирсайского ультраосновного массива (Республика Казахстан) (рис. 1.3, к).

Бобовая текстура характеризуется обилием рудных конкреций округлой или овальной формы диаметром от нескольких до 10-15 мм в плотной или рыхлой вмещающей массе.

Кокардовая текстура выражена чередованием полос минерального агрегата, последовательно отложившихся вокруг обломков пород или руд более ранней генерации (рис. 1.3, л).

Крустификационная (симметрично-полосчатая) текстура характерна для рудных жил гидротермального генезиса, сформированных в открытых трещинах. Она проявлена симметричным расположением слагающих жилы полос минеральных агрегатов, что обусловлено последовательным (от стенок трещины навстречу друг другу) их формированием.

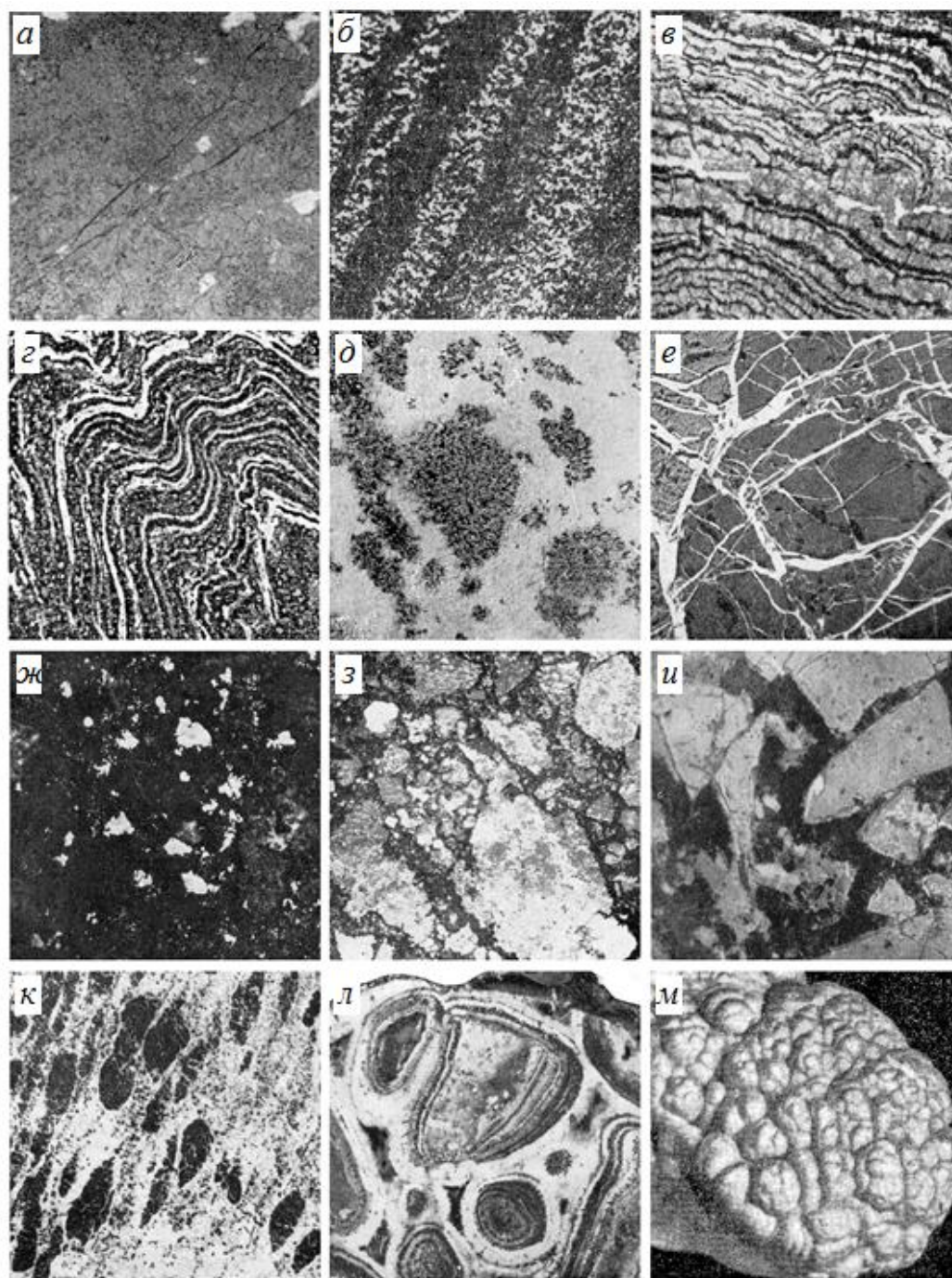


Рис. 1.3. Текстуры полезных ископаемых:

а – массивная (магнетитовая руда, светлое – пустоты, заполненные кальцитом);
б – полосчатая (борнит-халькопиритовая руда: светлое – полосы, обогащенные халькопиритом, темное – полосы, обогащенные борнитом); *в* – ритмично-полосчатая (сфалерит-сидеритовая руда: черное – сфалерит, светлое – сидерит); *г* – пloyчатая (железистый кварцит: серое и черное – магнетит, светлое – кварц); *д* – пятнистая (титаномагнетитовая руда: серое – титаномагнетит, светлое – хлорит); *е* – прожилковая (сеть прожилков пирита в скарне); *ж* – вкрапленная (сульфиды – белое, габбро-диабаз – темное);
з – брекчиевидная (руда – темное, обломки вмещающих пород – светлое); *и* – брекчиевая (касситерит-черное, обломки пород – серое); *к* – нодулярная (хромит – черное, серпентин с тонкой вкрапленностью хромита – светлое), *л* – кокардовая (мелкие обломки обрастают чередующимися зонами галенита – темное и барита – светлое); *м* – почковидная (бурый железняк)

Рис. *а-л* – полированные шлифы. Натуральная величина.

Почковидная текстура обусловлена совокупностью округлобугорчатых образований с блестящей и гладкой поверхностью (рис. 1.3, м), обнаруживающих в разрезе фестончатую полосчатость; возникает при выделении рудного вещества из коллоидных растворов.

Друзовая текстура характеризуется наличием пустот, по стенкам которых развиты щетки кристаллов.

Основные типы структур полезных ископаемых: зернистая, гранобластовая, порфиробластовая, лепидобластовая, сидеронитовая, графическая, колломорфная, решетчатая, оолитовая, дендритовая, обломочная (клас-тическая).

Зернистая структура обусловлена полнокристаллической минеральной массой, состоящей из агрегатов зерен одного или нескольких минералов (рис. 1.4, а); различают равномерно- и неравномернозернистую разновидности этой структуры.

Для метаморфогенных полезных ископаемых характерны гранобластовая, гетеробластовая, порфиробластовая и лепидобластовая структуры.

Гранобластовая структура проявлена более или менее изометрическими зернами минералов, форма которых может быть различной (округлой, полиэдрической, зубчатой или иной).

Гетеробластовая структура характеризуется различными по форме и размеру зернами минералов (рис. 1.4, б).

Порфиробластовая структура – на общем сравнительно однородном кристаллически-зернистом фоне выделяются более крупные кристаллы (порфиробласты).

Лепидобластовая структура свойственна для пород с преобладанием минералов листоватой, чешуйчатой или пластинчатой формы. Параллельность ориентировки минеральных индивидов не обязательна.

Сидеронитовая структура присуща рудам собственно магматического генезиса, в которых рудные минералы (титаномагнетит, магнетит, сульфиды) выполняют промежутки между нерудными минералами, выделившимися из расплава первыми (рис. 1.4, в).

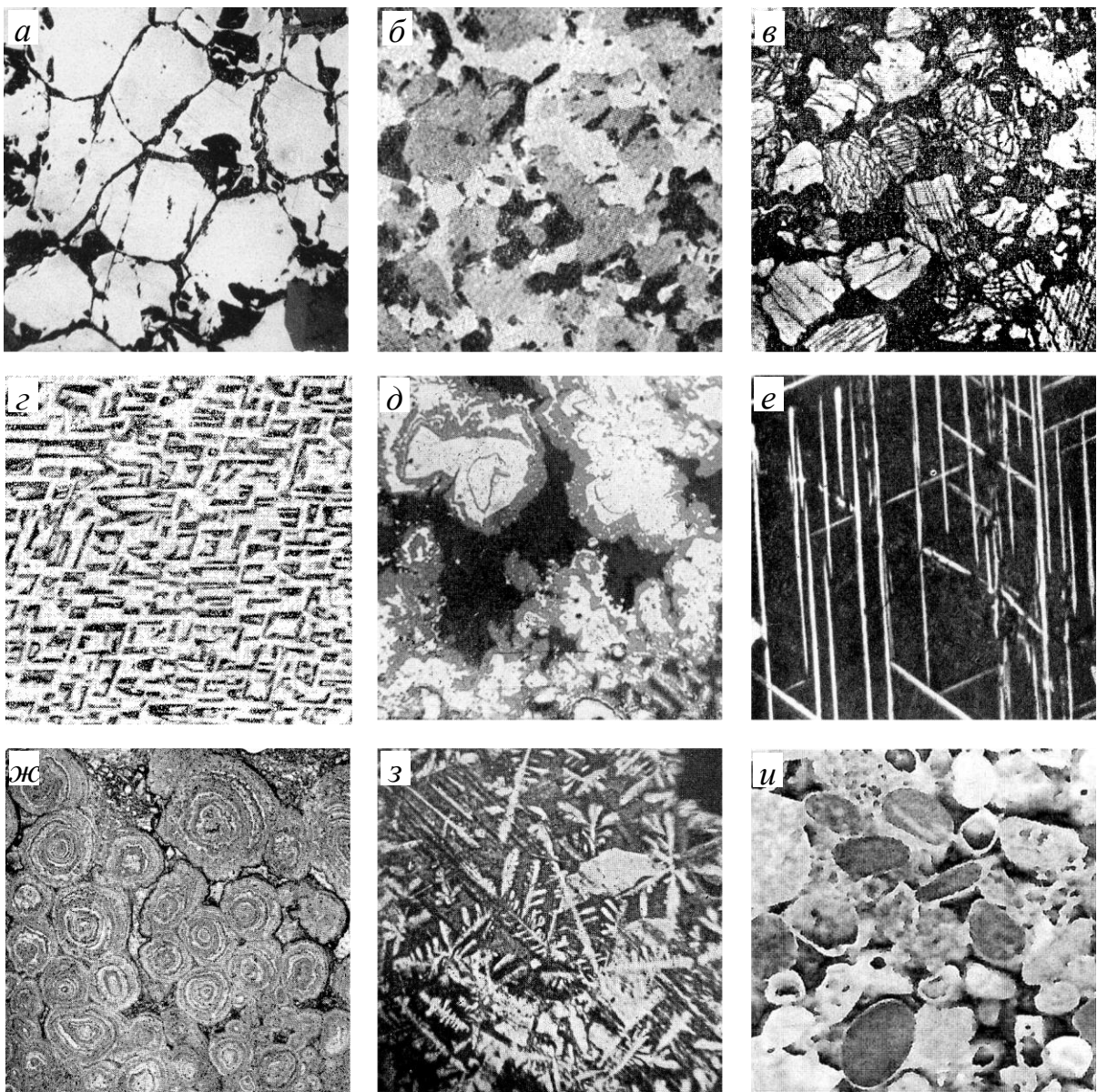


Рис. 1.4. Структуры полезных ископаемых:

а – зернистая: белое – магнетит, ильменит; черное – силикаты; *б* – гетеробластовая структура железистых кварцитов: серое – магнетит, белое – гематит, черное – нерудные минералы; *в* – сидеронитовая: титаномagnetит (черное) в пироксените; *г* – графическая (пегматитовая): вросстки кварца (черное) в микроклине; *д* – колломорфная: белое – халькопирит, серое – сфалерит, черное – кварц; *е* – решетчатая: структура распада твердого раствора ильменита (белое) в магнетите (темное); *ж* – оолитовая (сфалеритовая руда) местами между оолитов встречается кальцит (белое) и галенит (черное); *з* – дендритовая структура купроплатины (светлое) в серпентинизированном дуните (темное); *и* – обломочная (представлена конгломератом)

Полированные шлифы: *а*.×40, *б*.×225, *д*.×80, *е*.×165, *з*.×120. Прозрачный шлиф – *в*.×40. Полированные штуфы: *г*.×2, *ж*, *и* – натуральная величина.

Графическая структура отличается закономерным прорастанием двух минералов, причем минерал, присутствующий в меньшем количестве, включен в другой в виде отдельных вростков, напоминающих по форме клинообразные

письмена и имеющих одинаковую оптическую ориентировку (разновидность – *письменная* или *пегматитовая*, обусловленная закономерным прорастанием кварца и полевого шпата) (рис. 1.4, *г*).

Колломорфная структура выражается чередованием криволинейных или прихотливо изогнутых, нередко концентрических (округлых) полосок одного или нескольких рудных и нерудных минералов; образование ее объясняется выпадением вещества из коллоидных растворов и ритмической кристаллизацией (рис. 1.4, *д*).

Решетчатая структура проявлена закономерным распределением тонких полосок, иголок одного рудного минерала в другом по двум или более пересекающимся кристаллографическим направлениям; обусловлена распадом твердого раствора: ильменит в магнетите, халькопирит в борните (рис. 1.4, *е*).

Оолитовая структура характеризуется наличием округлых концентрически-зональных рудных обособлений (оолитов) в сингенетичном или эпигенетичном цементе (рис. 1.4, *ж*); при радиально-лучистом строении оолитов она называется *сфероолитовой*.

Дендритовая структура представлена причудливым узором в виде древовидных, ветвящихся образований рудного минерала (рис. 1.4, *з*).

Обломочная (кластическая) структура характерна для обломочных осадочных пород (рыхлых и сцементированных), сложенных угловатыми или окатанными обломками пород, минералов, органических остатков. Структура пород, сложенных исключительно окатанными обломками, называется *галечной*. К таким относятся галечники (рыхлые породы) и конгломераты – сцементированные галечники (рис. 1.4, *и*).

Качество полезного ископаемого – его промышленная ценность как определенного вида минерального сырья. В зависимости от того, что составляет ценность минерального сырья, все твердые полезные ископаемые можно разделить на три группы: первую (ценность – химический элемент или соединение), вторую (ценность – минерал, обладающий особыми свойствами) и третью (ценность – горная порода). *Первая группа* включает практически все руды металлов и большинство видов горно-химического сырья. Основным показатель

качества полезных ископаемых этой группы – содержание ценного компонента, которое обычно определяется в массовых процентах элемента или его оксида.

Качество руд железа, марганца, меди, никеля, кобальта, свинца, цинка олова, молибдена, ртути, сурьмы, урана оценивается содержанием элемента. Качество руд хрома, титана, ванадия, вольфрама, тантала, ниобия, а также фосфатов, борного сырья и калийных солей принято оценивать содержанием оксидов: Cr_2O_3 , TiO_2 , V_2O_5 , WO_3 , $(\text{Ta/Nb})_2\text{O}_5$, P_2O_5 , B_2O_3 , K_2O . Качество руд благородных металлов оценивают в граммах металла на тонну руды (г/т). Качество песков в россыпях определяют в единицах массы (г, кг) металла (золота, платины) или минерала (ильменита, касситерита и т.п.), приходящейся на 1 м³ песков. Качество золота и платины дополнительно оценивают пробностью, которая характеризует чистоту самородного металла в тысячных долях (например, пробность золота 960 означает, что в 1 г природного золота содержится 960 мг химически чистого золота). В зависимости от содержания ценного компонента полезные ископаемые первой группы делятся на богатые, рядовые и бедные (табл. 1.1). Кроме содержания основных ценных компонентов, качество полезных ископаемых первой группы может определяться также содержанием попутных ценных примесей, вредных примесей, и некоторыми дополнительными свойствами (кусковатость, плавкость и др.).

Поскольку добытое минеральное сырье первой группы обычно подвергается обогащению с целью получения товарного продукта (концентрата), важным показателем качества полезных ископаемых этой группы является, как указывалось выше, их текстурно-структурные особенности.

Таблица 1.1

Градации по качеству руд некоторых металлов

Вид полезного ископаемого	Содержание основного компонента в различных по качеству рудах		
	богатых	рядовых	бедных
Железо	>45-57%	35-45%	16-35%
Медь	>2%	1-2%	< 1%
Олово	>1%	0,5-1%	0,5-0,3%
Молибден	>0,5%	0,5-0,2%	0,2-0,1%
Золото	>10 г/т	5-10 г/т	1-5 г/т

Вторая группа объединяет все виды камнесамоцветного и многие виды горнотехнического сырья (асбест, слюды, барит, графит и др.). Качество сырья определяется содержанием в нем полезного минерала (его массовой доли в %) и свойствами самого минерала (размером зерен или кристаллов, их твердостью и т.п.). Содержание минералов устанавливают либо по результатам обогащения проб (алмазы, асбест, слюды), либо путем пересчета результатов химического анализа проб (например, барита по содержанию сульфата бария, а графита – по содержанию углерода).

Третья группа представлена минеральным сырьем для производства строительных материалов, многими видами горнотехнического сырья (огнеупоры, флюсы, сорбенты и др.), а также твердым топливом (углем, горючими сланцами и торфом). Из руд металлов в нее входят бокситы. Качество сырья этой группы оценивается его соответствием требованиям технических условий (ТУ, ОСТов, ГОСТов) или предусмотренных соглашением с потребителем.

Требования, предъявляемые к тем или иным видам сырья, разнообразны. Строительный камень для производства щебня делится на сорта по составу, прочности и морозостойкости. Для облицовочных камней эти свойства также важны, но, прежде всего, учитывается их декоративность. Карбонатные породы как сырье для производства цемента оцениваются по содержанию основного компонента (CaO), вредных примесей (MgO, K_2+Na_2O , SO_3 , TiO_2 , P_2O_5) и соотношению содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , естественной влажности, прочности на сжатие, кусковатостью, размолоспособностью и плотностью. Бокситы по целевому назначению делятся на 7 марок. Их различают по комплексному показателю качества, который вычисляется через содержание основных оксидов: Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , CO_2 , CaO и др., а также по минимальному содержанию вредных примесей (S, P_2O_5 и др.).

Среди углей ГОСТом выделено 17 марок. Бурому углю соответствует одна марка, антрациту – одна марка, а каменному углю – 15 марок (газовые, жирные, длиннопламенные и др.). Марки угля отличаются друг от друга

содержанием углерода и летучих веществ, удельной теплотой сгорания и другими характеристиками. Основными показателями качества энергетических углей являются влажность, зольность, выход летучих веществ, содержание серы, удельная теплота сгорания, состав и плотность золы. Угли для коксования дополнительно оцениваются по содержанию фосфора, доли фракции <25 мм и механической прочности.

Запасами (ресурсами) месторождения называют количество заключенного в его недрах полезного ископаемого. Запасы и ресурсы различаются степенью изученности, достоверностью их оценки. Запасы полезных ископаемых подсчитываются по результатам геологоразведочных работ. Ресурсы (прогнозные запасы) оцениваются приближенно на основе геологических предпосылок, данных единичных подсечений полезного ископаемого горными выработками или скважинами.

Запасы большинства твердых полезных ископаемых измеряются в единицах массы (метрических тоннах или килограммах). Запасы сыпучих полезных ископаемых, в т.ч. песков, россыпей, а также строительного и облицовочного камня измеряют в объемных единицах (куб. м). Запасы золота в России измеряют в кг (г), а в США, Англии, ЮАР и ряде других стран в "тройских унциях" (31,103 г). Запасы алмазов и других драгоценных камней измеряются в каратах (0,2 г). Для количественной характеристики запасов полезных ископаемых, ценность которых определяется наличием химического элемента или минерала, обычно используют два показателя: запасы сырья (руды) и запасы ценного компонента (элемента или его оксида, минерала).

1.4. Горнотехнические условия разработки месторождений и технологические свойства минерального сырья

Горнотехнические условия – совокупность природных характеристик месторождения полезных ископаемых, определяющих способ разработки и выбор мероприятий по обеспечению эффективного и безопасного ведения горных работ. К таковым относятся глубина залегания полезного ископаемого,

гидрогеологические, инженерно-геологические условия. По глубине и особенностям залегания месторождения могут быть: 1) *открытыми*, выходящими на дневную поверхность; 2) *перекрытыми* чехлом рыхлых отложений; 3) *слепыми (скрытыми)*, залегающими в коренных породах на определенной глубине.

Глубина залегания месторождений определяет способ их разработки. Месторождения, выходящие на поверхность или перекрытые толщей пород относительно небольшой мощности (до 100 м) отрабатываются *открытым способом* полностью или частично с переходом в дальнейшем на *подземный* или *открыто-подземный* способы. Глубина карьеров лимитируется значением коэффициента вскрыши (отношением объема пустой породы к объему руды в контуре карьера), выше которого разработка месторождения открытым способом становится нерентабельной. Глубина карьеров достигает 300-500 м, редко более (до 800 м).

Современная технология подземных горных работ позволяет осуществлять добычу полезных ископаемых на глубине до 3-4 км, несмотря на резкое возрастание горного давления и температуры пород. Понятно, что на таких глубинах добываются лишь богатые руды благородных металлов (например, золота на месторождении Колар в Индии или Витватерсранд в ЮАР). Для большинства видов минерального сырья глубина их рентабельной подземной отработки ограничивается 500-800 м, редко достигает 1 км (рудники Кривбасса и Норильского горно-металлургического комбината).

Гидрогеологические условия – степень обводненности месторождения, химический состав и режим подземных вод, наличие или отсутствие поверхностных водотоков, их гидрологические характеристики. Они определяют способ и технологию дренажных работ, а соответственно дополнительные затраты при промышленном освоении месторождения.

Инженерно-геологические условия месторождения – это, прежде всего физико-механические свойства слагающих его горных пород и степень их трещиноватости. От них зависит выбор способа разрушения

пород и технологических параметров этого процесса, а также устойчивость горных выработок и выбор способа поддержания их в безопасном состоянии.

В сложных горнотехнических условиях (большой глубине залегания, сильной обводненности и слабой устойчивости массива горных пород), когда применение традиционных открытого и подземного (шахтного) способов отработки невозможно по техническим или экономическим соображениям, используются *скважинные способы* добычи твердых полезных ископаемых. Суть этих способов заключается в растворении (например, солей), расплавлении (серы), выщелачивании (соединений урана), переводе полезного ископаемого в двухфазную систему «вода – твердые частицы» и последующем подъеме по скважине продуктивных растворов или рудной пульпы.

Технологические свойства минерального сырья определяют его способность перерабатываться по той или иной технологии в товарный продукт горного предприятия. Часть добытого из недр минерального сырья используется в качестве товарного продукта непосредственно или после сравнительно несложных технологических процессов (измельчения, сушки, обжига или сортировки). Однако большинство видов минерального сырья, особенно рудного, подвергается более глубокой первичной технологической переработке – обогащению (процессу выделения продукта с повышенным содержанием ценного компонента). Конечный товарный продукт, полученный после обогащения, называют *концентратом*, а отходы этого процесса – *хвостами*. Требования к качеству концентрата (содержание ценных компонентов, вредных примесей, радиоактивность) устанавливаются ОСТами, ГОСТами или стандартами предприятий с разделением на сорта или марки.

Наиболее распространенные способы обогащения – гравитационная сепарация, магнитная сепарация и флотация. Все они предусматривают вначале измельчение руды, а затем избирательное выделение ценных минералов в концентрат, основанное на их специфических свойствах. *Гравитационная сепарация* (разделение минералов по удельной массе в водной среде) применяется для получения концентратов тяжелых минералов

(самородных золота и платины, вольфрамита, барита и других). *Магнитная сепарация* (сухая и мокрая) – основной способ обогащения железных (магнетитовых) руд. *Флотация* основана на различной смачиваемости минералов водой с добавками пенообразователей и других реагентов, понижающих смачиваемость ценных минералов. В процессе флотации частицы этих минералов прилипают к воздушным пузырькам и всплывают, а смачиваемые порообразующие минералы тонут. Флотация широко применяется для обогащения сульфидных руд различных металлов, апатитового, флюоритового и многих других видов минерального сырья.

Способность сырья к обогащению оценивается по испытаниям технологических проб, которые выполняются специализированными институтами. Технологические пробы должны представительно характеризовать среднюю по составу массу полезного ископаемого, которая будет подаваться на обогащение в процессе промышленного освоения месторождения.

Основные факторы, определяющие технологические свойства минерального сырья: минеральный состав, текстура и структура, химический состав и физические свойства ценных минералов.

Минеральный состав руд определяет применимость того или иного способа обогащения. Комплексные руды с несколькими ценными минералами обогащаются по сложным технологическим схемам. В частности, руды Ковдорского месторождения после измельчения подвергаются мокрой магнитной сепарации (магнетитовый концентрат), затем флотируются (apatитовый концентрат), а после флотации из пульпы гравитационным способом получают бадделеитовый концентрат.

Текстурно-структурные особенности руд определяют оптимальную крупность их измельчения, обеспечивающую наиболее полное раскрытие и извлечение в концентрат зерен полезных минералов. Тонковкрапленные руды с тесным взаимным проращением минералов относятся к труднообогатимым (упорным).

Химический состав ценных минералов влияет на показатели обогащения в том случае, когда он отличается от нормативного и непостоянен. Это связано с наличием в извлекаемых минералах изоморфных примесей и тонких механических включений породообразующих минералов. В частности, такими свойствами обладает магнетит Ковдорского и Коршуновского месторождений, вследствие чего даже при отличных показателях извлечения качество концентрата, получаемого из руд этих месторождений, невысокое.

Знание *физических свойств минералов* необходимо для оптимизации технологических параметров процесса обогащения. При гравитационном обогащении исследуются плотность, размеры и форма зерен минералов. Для магнитной сепарации важное значение имеет удельная магнитная восприимчивость минералов. Параметры флотационного процесса устанавливаются на основе изучения гидрофобно-гидрофильных свойств минералов в присутствии тех или иных флотореагентов.

Глава 2. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

2.1. Генетическая классификация месторождений

Месторождения полезных ископаемых являются результатом тех или иных геологических процессов, приводящих к накоплению в определенное время и в определенном месте повышенных концентраций полезных компонентов или образованию полезных горных пород в земной коре. Исходя из этого, генетическая классификация месторождений построена в увязке с генерирующими их геологическими процессами. Все месторождения подразделяются на три генетические серии: эндогенную, эндогенно-экзогенную и экзогенную (табл. 2.1). Предлагаемая классификация построена на базе классификации В.И. Смирнова [12], усовершенствованной В.И. Старостиным и П.А. Игнатовым [13], с некоторыми обоснованными изменениями и дополнениями авторов настоящего учебника.

Эндогенная серия включает три группы: магматическую, гидротермальную и метаморфогенную. Магматические месторождения образуются из магматических расплавов, гидротермальные – из гидротермальных растворов или при их взаимодействии с горными породами, а метаморфогенные – в результате процессов метаморфизма.

Магматические месторождения в свою очередь подразделяются на две подгруппы: собственно магматические, образованные из магм с небольшим (близким к стандартному для того или иного петрохимического типа магм) содержанием летучих компонентов (воды, хлора, фтора и др.) и флюидно-магматическую, сформированную из флюидизированных (обогащенных летучими компонентами) магм.

Собственно магматические месторождения подразделяются на два ряда: петрогенетический, объединяющий месторождения магматических горных пород (облицовочного камня, сырья для производства щебня и т.п.) и рудогенетический, включающий месторождения

полезных ископаемых (руд), образованных из магматических расплавов, обогащенных ценными компонентами.

Петрогенетический ряд в соответствии с принятым делением магматизма на два процесса (плутонический и вулканический) также подразделяется на два соответствующих класса. Рудогенетический ряд по особенностям магматической дифференциации, обусловившей образование руд, подразделяется на три класса: ликвационный, раннемагматический и позднемагматический. *Ликвационные месторождения* образуются благодаря ликвации – разделению в определенных условиях магмы на две несмешивающиеся жидкости, одна из которых является рудным расплавом. *Раннемагматические месторождения* возникают в результате обособления ранних фракций рудных минералов в процессе кристаллизационной дифференциации магмы. *Позднемагматические месторождения* образуются из остаточных рудных (рудно-силикатных) расплавов.

Таблица 2.1

Генетическая классификация месторождений твердых полезных ископаемых

Группа	Подгруппа	Класс
1. Эндогенная серия		
Магматическая	Собственно магматическая	Петрогенетический ряд: 1) плутонический; 2) вулканический
		Рудогенетический ряд: 1) ликвационный; 2) раннемагматический; 3) позднемагматический
	Флюидно-магматическая	Карбонатитовый
		Пегматитовый
Гидротермальная	Альбитит-грейзеновая	Альбититовый
		Грейзеновый
	Скарновая	Известковый
		Магнезиальный
	Собственно гидротермальная	Плутоногенный
		Вулканогенный
Метаморфогенная	Метаморфизованная	Регионально-метаморфизованный
		Контактово-метаморфизованный

Группа	Подгруппа	Класс
	Метаморфическая	Зеленосланцевый
		Амфиболитовый
		Эклогит-гранулитовый
		Импактитовый
2. Эндогенно-экзогенная серия		
Магматогенно-сидиментогенная	-	Вулканогенно-осадочный
		Гидротермально-осадочный
3. Экзогенная серия		
Выветривания	-	Остаточный
		Инфильтрационный
Осадочная	-	Механический
		Хемотрогенный
		Биохимический
Гидрогенная	-	Инфильтрационный
		Эксфильтрационный
Техногенная	-	Механический
		Пирогенный
		Химический

Флюидно-магматические месторождения в целом близки к позднемагматическим, но достаточно специфичны, чтобы их обособить в отдельную подгруппу, внутри которой выделяются два класса месторождений: карбонатитовый и пегматитовый. *Карбонатитовые месторождения* образуются при участии карбонатных расплавов, обычно связанных с формированием массивов центрального типа, сложенных ультраосновными щелочными породами. *Пегматитовые месторождения* представлены телами застывших остаточных расплавов преимущественно кислой и щелочной магмы.

Гидротермальные месторождения образуют три подгруппы: альбитит-грейзеновую, скарновую и собственно гидротермальную. *Альбитит-грейзеновая группа* включает месторождения, сформированные в апикальных частях (в интрузив-надитрузивной зоне) массивов гранитов, в том числе щелочных, преимущественно метасоматическим путем. *Альбититовые месторождения* более высокотемпературные, чем грейзеновые, и локализуются исключительно в контуре материнской интрузии. *Грейзеновые*

месторождения образуются в прикровлевой зоне интрузии и в породах ее кровли.

Скарновые месторождения возникли в результате высокотемпературного метасоматоза карбонатсодержащих силикатных пород или зоны контакта карбонатных и силикатных пород с образованием характерной (скарновой) минеральной ассоциации: известковой (гранат-пироксеновой - в присутствии известняков), или магнезиальной (обычно шпинель-форстеритовой) – в присутствии доломитов. В соответствии с этим они подразделяются на два класса: *известково-скарновый* и *магнезиально-скарновый*.

Часто скарновые месторождения называют *контакто-метасоматическими*, поскольку многие из них образуются либо непосредственно на контакте с интрузией, либо вблизи ее под влиянием околоинтрузивного температурного поля. Однако в общем случае такая позиция скарновых месторождений не обязательна. Они могут встречаться на большом удалении от интрузий. В этом случае необходимый для скарнообразования температурный режим создается самими растворами.

Собственно гидротермальные месторождения в отличие от альбитит-грейзеновых и скарновых образуются из более низкотемпературных растворов при широком развитии процессов отложения минерального вещества в открытых полостях (трещинах, порах), что не исключает проявление метасоматоза.

Большинство гидротермальных месторождений образуется из магматогенных гидротермальных растворов, связанных с глубинным (плутоническим) или вулканическим магматизмом. Соответственно собственно гидротермальные месторождения подразделяются на два класса: плутоногенный и вулканогенный.

Плутоногенные гидротермальные месторождения связаны с застывшими на глубине массивами магматических пород, а *вулканогенные*

месторождения размещаются в жерлах палеовулканов, в их окружении, а также в кальдерах.

Метаморфогенные месторождения полезных ископаемых формировались в процессе преобразования горных пород на значительной глубине от поверхности земли в условиях высоких температур и давлений. Эта группа объединяет две подгруппы месторождений: метаморфизованную и метаморфическую.

Метаморфизованными называются месторождения, образованные в результате метаморфизма уже существующих скоплений полезных ископаемых, обычно магматического или осадочного генезиса. С учетом типа метаморфизма они делятся на два генетических класса: *регионально-метаморфизованные* и *контактово-метаморфизованные*. Метаморфические месторождения возникают вследствие перекристаллизации и перегруппировки вещества горных пород, которые подвергаются метаморфизму. При этом появляются скопления метаморфических минералов, представляющих собой полезное ископаемое.

По фациям регионального метаморфизма выделяют следующие генетические классы метаморфических месторождений: *зеленосланцевый, амфиболитовый, эклогит-гранулитовый*. К метаморфической группе относят также месторождения (в частности, алмазов), образованные в результате ударного метаморфизма, объединяя их в *импактитовый* класс.

Эндогенно-экзогенная серия включает месторождения полезных ископаемых, образованных под влиянием как эндогенных, в частности магматогенных, так и экзогенных факторов. Эти месторождения объединены в магматогенно-седиментогенную группу, в которой выделяют два генетических класса: вулканогенно-осадочный и гидротермально-осадочный (стратиформный).

Вулканогенно-осадочные месторождения образуются из рудного вещества, эндогенного происхождения, имеют прямую генетическую связь с вулканизмом, но по способу накопления основной массы полезного

ископаемого (седиментация на дне водных бассейнов) являются обычными осадочными образованиями.

Месторождения, близкие по геологическому строению к вулканогенно-осадочным, но без видимой связи с магматизмом, условно выделены в *гидротермально-осадочный* класс. Генезис их спорный. Поэтому часто их называют нейтральным термином – *стратиформные*, так как они представлены пластовыми телами, залегающими согласно с вмещающими осадочными породами.

Экзогенная серия включает три группы естественных месторождений (выветривания, осадочные и гидрогенные) и группу техногенных месторождений. **Месторождения выветривания** образуются вследствие выветривания горных пород, особенно их химического разложения в результате гидратации, гидролиза и окисления под действием приповерхностных вод. При этом возможны два процесса, приводящие к возникновению тел полезных ископаемых. Один из них – растворение и вынос компонентов, не имеющих ценности, а за счет этого – накопление в остатке вещества полезного ископаемого. Результатом этого процесса являются *остаточные месторождения выветривания*. Второй процесс – растворение и перенос ценных компонентов нисходящими водами, а затем отложение из них в определенных участках коры выветривания минерального вещества, являющегося полезным ископаемым. Месторождения таких полезных ископаемых называются *инфильтрационными*.

Осадочные месторождения возникают благодаря механической, химической и биохимической дифференциации вещества в процессе осадконакопления. По указанным выше типам дифференциации вещества выделяют соответственно три генетических класса осадочных месторождений: *механический, химический, биохимический*.

Гидрогенные месторождения образуются в толще осадочных пород в связи с геологической деятельностью подземных вод (грунтовых и артезианских). Нисходящие воды образуют *инфильтрационные гидрогенные*

месторождения, а восходящие – *эксфильтрационные*. В отличие от инфильтрационных месторождений выветривания гидрогенные инфильтрационные месторождения образуются на значительной глубине за пределами коры выветривания и без видимой связи с ней.

Техногенные месторождения создаются человеком в процессе разработки природных скоплений минерального сырья и последующей переработки его в товарный продукт. Обычно это отходы горнообогачительного производства и металлургии.

Общепринятой генетической классификации техногенных месторождений не существует. По происхождению техногенного материала можно выделить три основных их класса: *механический* – хвостохранилища, отвалы вскрышных пород и т.п., *пирогенный* – шлаковые отвалы металлургии, энергетики, стекольного и других производств; *химический* – хранилища отходов гидрометаллургии, гальванических стоков и др.

2.2. Связь месторождений с основными геотектоническими элементами земной коры

Практически весь фонд известных месторождений полезных ископаемых сосредоточен на континентах. Достаточно хорошо исследована минерагения основных континентальных элементов земной коры (геосинклиналей и платформ), каждый из которых характеризуется определенным набором типов месторождений, возникновение которых связано с историей гео-логического развития этих элементов. Вместе с тем большая часть поверхности нашей планеты (70,8%) находится под толщей вод морей и океанов. До настоящего времени история геологического развития земной коры океанического типа и связанная с ней минерагения остаются слабо изученными.

Месторождения геосинклиналей. Геосинклиналями называются зоны высокой тектоно-магматической активности земной коры, обычно линейно вытянутые или дугообразно изогнутые. Их зарождение и развитие тесно связаны с глубинными разломами. Начальная стадия их развития (ранняя, или

ортогеосинклинальная) характеризуется погружением и накоплением в морских условиях мощной (до 10-20 км) толщи осадочных и вулканических пород, а заключительная (орогенная) – поднятием и интенсивной складчатостью. Для каждой из стадий свойственны свои особенности проявления магматизма. Различия в истории геологического развития обусловили разный спектр типов месторождений полезных ископаемых, присущих ранней и поздней стадиям.

Ранняя стадия развития геосинклиналей характеризуется формированием осадочного, эффузивного и интрузивного комплексов пород, к каждому из которых приурочены определенные группы полезных ископаемых. С осадочным комплексом связаны месторождения обломочных, глинистых, кремнистых и карбонатных пород, бокситов, фосфоритов и других. Магматизм ранней стадии обусловлен магмами мантийного происхождения. В субмаринных условиях образуются мощные толщи базальт-риолитовых вулканитов, с которыми ассоциируют вулканогенно-осадочные месторождения сульфидных руд меди, цинка, свинца, а также оксидных руд железа и марганца. Интрузивный магматизм сопровождался формированием магматических месторождений: перидотитовый – хромитов и платиноидов, габброидный – титаномagnetитов. В связи с интрузиями плагиогранит-диорит-сиенитов формировались скарновые месторождения железа и меди.

Поздняя (орогенная) стадия соответствует проявлению складчатости - общему воздыманию территории и постепенному превращению геосинклинальной области в горно-складчатое сооружение. Складчатость сопровождается мощным интрузивным магматизмом преимущественно корового происхождения. Характерны крупные гранитные батолиты, с которыми ассоциируют пегматитовые, альбититовые и грейзеновые месторождения олова, вольфрама, тантала, лития и бериллия. В связи с интрузиями умеренно кислых пород (от габбро- до гранодиоритов) образуются скарновые месторождения вольфрама и гидротермальные месторождения золота, меди и молибдена. Для заключительных этапов поздней стадии

характерны гипабиссальные интрузии состава от диорит-порфиров до гранит-порфиров и сиенитов, с которыми связаны разнообразные плутогенные гидротермальные месторождения руд цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также скарновые месторождения комплексных руд (свинцово-цинковых, вольфрам-молибденовых, олово-вольфрамовых).

На заключительных этапах поздней стадии обычно проявляется андезитово-дацитовый наземный вулканизм. Он сопровождается образованиями вулканогенных гидротермальных месторождений золота, серебра, олова и ртути.

С процессами осадконакопления, которые в течение орогенной стадии имеют место в краевых прогибах (пограничных зонах между платформенными и горно-складчатыми сооружениями), связано образование месторождений строительных материалов, минеральных солей, иногда угля, нефти и газа.

Месторождения платформ. Платформы имеют двухъярусное строение. Нижний структурный ярус (фундамент платформы) сложен докембрийскими метаморфическими и магматическими породами. Массив метаморфических пород фундамента имеет обычно сложноскладчатое строение. Верхний ярус (платформенный чехол) представлен субгоризонтально или полого залегающими осадочными, реже вулканическими и вулканогенно-осадочными породами фанерозоя.

На платформах также выделяются области тектоно-магматической активизации, проявленные обычно глубокими расколами земной коры и магматизмом, преимущественно мантийного происхождения. Активизация платформ имела место в протерозое (в этом случае ее называют протоактивизацией) и в различные эпохи фанерозоя. При этом в активизацию вовлекался не только фундамент, но и осадочный чехол платформ.

Месторождения фундамента платформ относятся главным образом к эндогенной серии. Метаморфогенная группа представлена месторождениями железистых кварцитов, марганца, уран-золотоносных конгломератов, графита и других полезных ископаемых. В зеленокаменных поясах древних платформ

залегает магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд, гидротермальные и вулканогенно-осадочные месторождения золота, полиметаллов.

Гранито-гнейсовые области фундамента вмещают месторождения слюдяных и редкометалльных пегматитов, связанных с субщелочными гранитами. Многие виды докембрийских метаморфических и магматических пород добываются в качестве строительного или облицовочного камня.

Месторождения платформенного чехла имеют в основном осадочный генезис и представлены различными видами полезных ископаемых: глин, песков, карбонатных и кремнистых пород, углей, бокситов, фосфоритов, горючих сланцев, россыпей (золота, платины, олова, циркона и других ценных минералов), железных и марганцевых руд, гипса, нефти и газа.

Месторождения областей тектоно-магматической активизации представлены преимущественно магматической генетической группой. Спектр таких месторождений чрезвычайно разнообразен: титана, хрома, меди, никеля и платины в расслоенных базит-гипербазитовых интрузивах; апатита, железа, меди, бадделеита и редких металлов в массивах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, нефелин-apatитовых и редкоземельных руд в щелочных массивах; алмазов в кимберлитах и лампроитах. Кроме того, в области пермско-триасовой активизации Сибирской платформы (Тунгусская синеклиза) известны многочисленные гидротермальные месторождения железа; встречаются также метаморфизованные месторождения графита (в зоне контакта угольных пластов с интрузивными телами).

Месторождения, образованные на дне современных морей и океанов. Прибрежные морские зоны и дно Мирового океана характеризуются крупными скоплениями осадочных полезных ископаемых. В прибрежных зонах известны месторождения стекольных кварцевых песков и многочисленные россыпи: ильменит-рутил-циркон-монацитовые, титано-магнетитовые, золото- и платиноносные. На дне абиссальных океанических равнин установлены обширные площади железо-марганцевых конкреций и корок, содержащих

также никель, кобальт и медь. На континентальных окраинах и подводных поднятиях накапливаются фосфориты и фосфатные отложения.

Эндогенные полезные ископаемые на дне океанов связаны исключительно с производными мантийной базальтовой магмы. В островных дугах установлены проявления хромитов в перидотитах и титаномagnetитов в габброидах. Вулканогенно-осадочные скопления сульфидных и окисдно-сульфидных руд меди, свинца и цинка выявлены в срединно-океанических хребтах, представляющих собой линейные зоны активного проявления современных тектоно-магматических процессов, приуроченные к общепланетарной системе рифтов.

2.3. Геологические факторы, определяющие условия образования и размещения месторождений

Ведущими геологическими факторами, обуславливающими формирование месторождений, являются тектонический, магматический, литологический и стратиграфический. Кроме того, значимую роль в данном процессе играют глубина образования месторождения, термодинамические и физико-химические параметры среды, в которой реализуется этот процесс, а также источники и способы отложения вещества, формирующего тело полезного ископаемого.

Тектонический фактор (тектонические движения и связанные с ними деформации горных пород) определяет условия образования и размещения месторождений всех без исключения генетических серий и групп.

Всем минерогеническим категориям участков земной коры (от провинции до месторождения) соответствуют ее определенные тектонические элементы, с историей развития которых связано появление той или иной из этих категорий.

Для образования магматических и гидротермальных месторождений решающее значение имеют разрывные нарушения (проводники расплавов и растворов) – от глубинных разломов, контролирующих провинции и пояса, до локальных разрывных зон, с которыми связаны отдельные месторождения.

Тектогенез влияет также на условия образования эндогенно-экзогенных и экзогенных месторождений. Он создает впадины и водные бассейны, где накапливаются осадки, в том числе содержащие полезные компоненты, и смежные с ними приподнятые области питания, с которых поступает этот осадочный материал.

Магматический фактор имеет определяющее значение для магматических и гидротермальных месторождений. Магматические месторождения размещаются, как правило, в материнских интрузивах в соответствии с особенностями их строения. Вид полезного ископаемого зависит от состава магматических пород. В массивах ультраосновных пород обычны месторождения хромитов, титаномагнетита, платины и платиноидов, алмазов. С основными породами связаны месторождения титаномагнетитов и сульфидных медно-никелевых руд. Для массивов ультраосновных щелочных пород характерны карбонатитовые месторождения апатита, железа, редких металлов. В массивах щелочных пород известны крупные месторождения нефелин-apatитовых и редкометалльных руд.

Образование гидротермальных месторождений обусловлено, как правило, магматогенными гидротермальными растворами. Особенно продуктивными являются постмагматические растворы гранитоидных интрузий и вулканоплутонических комплексов. С ними связаны месторождения альбитит-грейзеновой и скарновой подгрупп, а также многие собственно гидротермальные месторождения олова, вольфрама, золота, медно-молибденовых руд.

Гидротермальные и вулканогенно-осадочные месторождения меди, свинца и цинка образуются из растворов, генерируемых очагами базальтовой магмы в процессе ее дифференциация. При этом цинк и свинец обнаруживают отчетливую связь с наиболее кислыми дифференциатами (вплоть до риолитов), а медь – с более основными (андезит-базальтами).

Связь месторождений с конкретной интрузией может быть генетической, парагенетической и агенетической [12]. *Генетическая связь* означает, что

данная интрузия является материнской для рудных расплавов или гидротермальных растворов, из которых сформировалось данное месторождение. Генетической является связь сингенетических магматических месторождений с вмещающими их телами магматических пород, а также пегматитовых и альбитит – грейзеновых месторождений с интрузивами, в которых эти месторождения размещаются или с которыми они находятся в непосредственной близости.

Парагенетическая связь означает, что месторождения и ассоциирующие с ними магматические породы являются производными одного глубинного магматического очага. Такая связь характерна для большинства скарновых и собственно гидротермальных месторождений.

Агенетическая связь является случайной, характерной для пространственно совмещенных интрузий и месторождений, принадлежащих разным геологическим эпохам.

Литологический фактор (состав, строение и свойства горных пород) влияет на условия образования и размещения гидротермальных, метаморфогенных, гидрогенных и месторождений выветривания. Гидротермальное метасоматическое оруденение часто приурочено к благоприятным для замещения карбонатным породам, а также к породам, обладающим повышенной пористостью, независимо от их состава. Последнее характерно и для гидрогенных месторождений. Жильные и штокверковые гидротермальные месторождения предпочтительно локализуются в хрупких породах, склонных к трещинообразованию

Преимущественно изохимический характер метаморфизма обуславливает прямую зависимость его продуктов от состава исходных горных пород. Например, в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма по известнякам образуются кальцитовые мраморы, а по аркозовым песчаникам – гнейсы. Хорошо известна также зависимость вещественного состава продуктов выветривания от состава исходных пород, которые подвергаются этому процессу. Так, в коре выветривания докембрийских пород бассейна КМА

(Курской магнитной аномалии) по гематит-магнетитовым кварцитам образуются богатые мартитовые железные руды, а по глинистым сланцам – бокситы.

Стратиграфический фактор обуславливает приуроченность экзогенных месторождений к определенным стратиграфическим частям геологического разреза того или иного участка земной коры. Позиция месторождения в стратиграфическом разрезе указывает на геологическую эпоху, благоприятную для образования полезного ископаемого, а литолого-фациальные особенности разреза отражают условия этого процесса.

Для осадочных месторождений многих полезных ископаемых (углей, минеральных солей, фосфоритов, бокситов, железных руд и др.) характерна проявленная на больших по площади территориях связь с породами определенного возраста. При этом различия в условиях образования месторождений на тех или иных участках таких территорий фиксируются особенностями строения разреза рудоносной (продуктивной) толщи пород.

Глубина образования месторождения определяется величиной вертикального интервала, в котором шло накопление вещества полезного ископаемого, и расстоянием от уровня земной поверхности в период формирования месторождения до верхней границы этого интервала. Обычно выделяют четыре основных зоны по глубине образования полезных ископаемых: 1) поверхностно-приповерхностную; 2) малых глубин (гипабиссальную); 3) средних глубин (абиссальную); 4) больших глубин (ультраабиссальную).

Поверхностно-приповерхностная зона (от поверхности земли до глубины 1-1,5 км) является областью формирования месторождений экзогенной и эндогенно-экзогенной серий, а также магматических (вулканических) и собственно гидротермальных вулканогенных месторождений.

Зона малых глубин (от 1-1,5 до 4 км) наиболее благоприятна для формирования магматических, а также альбитит-грейзеновых, скарновых и плутоногенных гидротермальных месторождений. Это связано с оптимальными

для движения флюидов (расплавов и растворов) условиями в данной зоне. Литостатическое давление на указанных глубинах уплотняет горные породы, делает их жесткими, склонными к трещинообразованию, но вместе с тем оно не настолько велико, чтобы противостоять сохранению в них открытых трещин, пустот и пор.

Зона средних глубин (от 4 до 10 км) характеризуется низкой пористостью и пластичностью пород, отсутствием открытых трещин. В этих условиях возможно формирование массивов плутонических магматических пород, а также флюидно-магматических месторождений из обогащенных летучими компонентами расплавов, способных продвигаться вверх за счет проплавления пород кровли и газовых эксплозий. Кроме того, в зоне средних глубин вполне вероятно проявление диффузионного метасоматоза и обусловленного им скарнового оруденения.

Зона больших глубин неблагоприятна для флюидного рудообразования (из расплавов или растворов). Это область формирования регионально-метаморфизованных и метаморфических месторождений.

Приведенное деление земной коры на зоны по глубине образования месторождений во многом условное. Оно правильно отражает тенденцию к смене с увеличением глубины месторождений одних генетических типов другими. Однако критериальные значения интервалов глубин для каждой зоны в разных геотектонических элементах земной коры могут существенно различаться. Надо также иметь в виду, что современные методы определения глубины образования эндогенных месторождений являются сугубо приближенными.

После своего образования месторождение полезного ископаемого в результате восходящих тектонических движений может быть выведено на земную поверхность и частично или полностью эродировано. Глубина эрозионного среза определяется положением тел полезных ископаемых относительно современной земной поверхности. Для месторождений, эродированных в прошлые геологические эпохи, а затем

перекрытых со стратиграфическим несогласием более молодыми осадочным отложениями, глубина эрозионного среза определяется относительно поверхности несогласия. Различают три степени эродированности месторождений: начальную – тела полезных ископаемых только затронуты эрозией; среднюю – значительная часть верхней половины месторождения эродирована; глубокую – на поверхности обнажаются корневые части месторождения и его перспективы на глубину резко ограничены.

Термодинамические и физико-химические параметры. Основные термодинамические параметры среды, в которой образуются месторождения полезных ископаемых, являются температура и давление. Диапазон значений температуры минерогенеза – от 0-50 °С в экзогенных условиях до 1300 °С в магматических расплавах. Определение температуры процесса минерогенеза обычно производится двумя косвенными методами: термометрическим (по газовой-жидким включениям в минералах) и минералогическим (с помощью минеральных термометров, основанных на фазовых переходах в различных минералах).

Давление при процессах минерогенеза колеблется обычно от десятых долей до нескольких сотен мегапаскалей, но иногда (например, при образовании алмазов) может достигать 5-7 гигапаскалей). Приведенные значения давления сугубо ориентировочные. Надежных методов определения этого параметра минерогенеза пока нет.

Важнейшими физико-химическими параметрами среды минералообразования является окислительно-восстановительный потенциал (Eh), зависящий от изменения в растворе концентрации ионов H^+ и OH^- , т.е. от степени кислотности или щелочности среды, и активность ионов водорода (pH), а также концентрация серы, углекислоты и других компонентов.

Источники вещества и способы его отложения. Основные источники, из которых формируется вещество полезных ископаемых:

- 1) магматические расплавы мантийного и корового происхождения;

2) гидротермальные растворы: постмагматические (отделяются от магмы на определенных этапах ее эволюции), метаморфогенные (выделяются при дегидратации пород в процессе метаморфизма) и так называемые трансмагматические (по Д.С. Коржинскому), приходящие из подкоровых недр нашей планеты;

3) минерализованные поверхностные и подземные воды;

4) горные породы различного генезиса; продукты их выветривания и эрозии образуют вещество экзогенных месторождений, магмы ассимилируют часть боковых пород, а растворы, фильтруясь через породы, заимствуют из них некоторые, в том числе рудогенные, компоненты;

5) органические остатки;

6) вещество космического происхождения.

Образование вещества полезных ископаемых магматических месторождений происходит при остывании и раскристаллизации расплавов. Гидротермальные месторождения формируются либо путем отложения вещества, выпавшего из растворов при понижении температуры и давления, в открытых полостях, либо путем метасоматоза – замещения исходной породы в условиях химического взаимодействия с ней растворов.

Остаточные месторождения выветривания образуются почти исключительно путем метасоматоза, а инфильтрационные – в результате химического осаждения вещества в трещинах и порах пород.

Осадочные месторождения формируются из механических, химических и биохимических осадков, преимущественно на дне водных бассейнов. Вещество метаморфогенных месторождений – продукт перегруппировки и перекристаллизации в твердом состоянии исходных пород при увеличении температуры и давления.

2.4. Структура месторождений полезных ископаемых

Понятие структура месторождения полезного ископаемого включает два аспекта. Первый из них – это строение

месторождения, определяемое формой, размерами, элементами залегания, пространственным положением и взаимным размещением слагающих его тел полезного ископаемого и вмещающих пород, а также проявленных на нем пликативных и разрывных нарушений, даек магматических пород. Второй аспект подразумевает факторы, обусловившие возникновение месторождения и перечисленные выше особенности его строения. Изучить структуру месторождения – значит установить особенности его строения и контролирующие их факторы

Знание структурных типов месторождений определенного генетического класса позволяет с высокой степенью достоверности прогнозировать местоположение тел полезных ископаемых конкретного месторождения этого типа и класса на самых ранних стадиях его изучения.

Актуальная (современная) структура месторождения – результат длительной истории геологического развития участка земной коры, вмещающего это месторождение. Поэтому при изучении и характеристике структуры месторождений обязателен исторический подход. В частности, для сингенетических месторождений необходимо выделять синрудные и послерудные структурные элементы, а для эпигенетических – дорудные (рудоконтролирующие), внутрирудные и послерудные.

Синрудная структура осадочных месторождений запечатлена в литолого-фациальных особенностях продуктивной толщи пород, которые отражают условия осадконакопления (размеры, форму, глубину, рельеф дна бассейна осадконакопления, тектонический режим этого процесса и т.п.). В зависимости от этих условий образуются месторождения, представленные либо одним или несколькими протяженными и выдержанными по мощности пластами, либо серией мелких линз. Между этими крайними вариантами возможно большое число промежуточных.

Послерудная структура осадочных месторождений обусловлена складчатостью и разрывными деформациями. Изначально субгоризонтальные тела полезного ископаемого вместе с вмещающими их породами могут быть

собраны в складки или расчленены разрывными нарушениями, в том числе со смещением по плоскостям нарушений.

Синрудная структура магматических месторождений определяется формой материнского интрузива и механизмом дифференциации исходной магмы, приводящим к обособлению расплавов, из которых при застывании на месте обособления образуются сингенетичные рудные тела. Достаточно широко распространенной является *структура расслоения* (чередование рудных и нерудных слоев) в базит - гипербазитовых лополитах. *Послерудные структуры магматических месторождений* представлены разрывными нарушениями.

В размещении эпигенетического оруденения решающую роль играет его дорудная геологическая структура, а точнее – структура участка земной коры, который в результате проявленного процесса рудообразования превратился в месторождение

Дорудными (рудоконтролирующими) структурами обычно являются различные по генезису и строению зоны трещиноватости, дробления, рассланцевания и отслаивания горных пород, а также тела пород с повышенной пористостью, т.е. хорошо проницаемые для гидротермальных растворов. В зависимости от характера рудоконтролирующей структуры образуются системы жил, штокверки, пластообразной или неправильной формы залежи.

Гидротермальное оруденение, кроме того, часто локализуется в трубообразных телах брекчий, возникновение которых в большинстве случаев связано с взрывными прорывами газов или газированных жидкостей. Нередко рудоконтролирующая структура месторождения представлена сложной комбинацией трещинных зон различной ориентировки между собой и трубообразными брекчиевыми телами.

К трубообразным структурам (трубкам взрыва или диатремам) приурочены некоторые магматические месторождения, например, алмазоносных кимберлитов и лампроитов.

Внутрирудные структуры возникают в период формирования эпигенетических месторождений. Наиболее изучены процессы образования внутрирудных структур гидротермальных месторождений. Одним из них является наращивание рудных жил в длину и по мощности вследствие поэтапного раскрытия рудовмещающей трещины и заполнения ее все новыми и новыми порциями минеральной массы. Так формируются протяженные и очень мощные рудные жилы.

Другой процесс – возникновение новых трещин и заполнение их минеральной массой, отличающейся по составу от той, которая отложилась в более ранних трещинах. На отдельных жильных месторождениях по факту пересечения одних жил другими выделяют до 5-7 этапов внутрирудного трещинообразования

Послерудные структуры эпигенетических месторождений представлены разрывными нарушениями, смещающими расчлененные части рудных тел относительно друг друга. Амплитуда смещения может быть довольно значительной (десятки – сотни метров), что существенно усложняет поиски смещенных частей тел полезных ископаемых, особенно жил, сложенных рудами золота или редких металлов и имеющих, как правило, небольшую мощность (дециметры – первые метры). Поэтому послерудные нарушения тщательно изучаются с выявлением направления смещения по их плоскостям соседних блоков пород. Для этой цели используются обычно борозды скольжения. Послерудные нарушения отличаются от дорудных и внутрирудных отсутствием в них следов оруденения, а также наличием в их шовной зоне тектонических обломков рудного материала.

Глава 3. СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В общем случае соединения ценных компонентов составляют в магматических расплавах незначительную долю. Обычно после раскристаллизации расплавов они остаются в породах в рассеянном состоянии. Так образуются месторождения петрогенетического ряда, полезным ископаемым которых являются магматические горные породы различного состава и фациального облика, пригодные по своим характеристикам для использования человеком.

Собственно магматические месторождения руд возникают только при условии дифференциации (разделения или расслоения) ультраосновных, основных и щелочных магм с образованием фракций, обогащенных рудными компонентами. Их источником является вещество верхней мантии, из которого были выплавлены указанные выше магмы. Процесс дифференциации магматического расплава может происходить как в период подъема изначально гомогенного расплава из глубинного очага, так и в стабильной обстановке камерной раскристаллизации.

Основные причины дифференциации магмы – *ликвация* (разделение расплава на несмешивающиеся жидкости, в том числе рудные и рудно-силикатные), *кристаллизационная дифференциация* (раннее выделение рудных минералов из силикатного расплава) и *гравитация*, благодаря которой капли отликвированной рудной жидкости и более тяжелые, чем силикатный расплав, ранее выделившиеся рудные минералы концентрируются на некоторых уровнях магматического резервуара. Процессы ликвации и кристаллизационной дифференциации (в сочетании с гравитацией) обычно проявляются совместно и зачастую трудно определить, какой из них играл главную роль в образовании того или иного месторождения.

3.1. Ликвационные месторождения

Наиболее обоснован, в том числе экспериментальными исследованиями, ликвационный генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. Эти

месторождения размещаются на древних платформах и приурочены к зонам, испытавшим тектономагматическую активизацию с образованием крупных синклинальных структур, заполненных мощной толщей вулканитов преимущественно основного состава. Возраст месторождений самый различный – от архейского до мезозойского.

Тела медно-никелевых руд залегают в расслоенных базит-гипербазитовых интрузивах лополитовой и пластовой формы. В нижней части обособляются более основные породы (до перидотитов, пикритов), а в верхней – более кислые (габбро, габбро-долериты, базальты), вплоть до чередования основных и кислых пород. Рудные тела располагаются в нижней более основной по составу части интрузивов. Рудоносные интрузивы формируются на небольшой глубине от земной поверхности. Древние (архейские) сульфидно-никелевые месторождения могут быть приурочены также к мощным лавовым покровам, локализуясь в их нижней части, представленной коматиитами*.

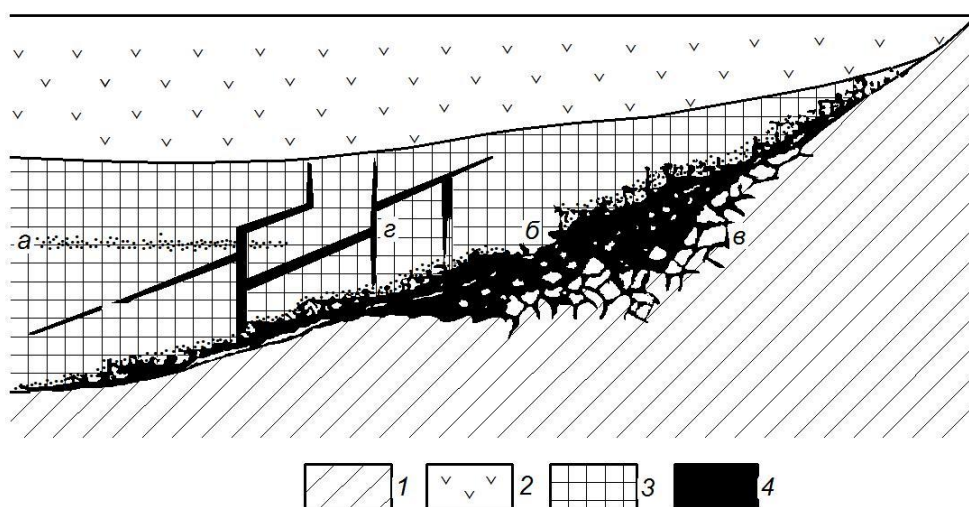


Рис. 3.1. Принципиальная схема размещения рудных тел сульфидных медно-никелевых месторождений по Г.Б. Роговеру:

1-3 – породы (1 – осадочные, 2 – эффузивные, 3 – интрузивные), 4 – руды

Различают следующие морфологические типы рудных тел: *а* – «висячие», сложенные вкрапленными рудами; *б* – донные залежи сплошных,

* Коматиит – ультраосновная порода специфической структуры (спинифекс): крупные (длиной до 3 см и более) кристаллы оливина собраны в переплетенные или радиально-лучистые пучки, размещенные в основной массе, представленной тонкими дендритовыми скоплениями пироксена, зернами хлорита и вулканическим стеклом.

густовкрапленных и брекчиевидных руд; *в* – жилообразные тела примерно таких же руд, как и в донных залежах; *г* – жилы (см. рис. 3.1).

В общих чертах схема рудогенеза выглядит следующим образом. При снижении температуры в магматическом расплаве обособляются капли сульфидов, последующая кристаллизация которых приводит к образованию «висячих» тел вкрапленных руд. Если снижение температуры происходит медленно, капли сульфидов погружаются и достигают дна магматической камеры, где накапливается сульфидная масса, при застывании которой образуются донные залежи. В основании донных залежей встречаются также брекчиевидные руды, приуроченные к разрывным нарушениям в подошве рудоносного интрузива. В том случае, когда накопленная сульфидная масса застывает после раскристаллизации интрузии, часть ее может быть выжата по трещинам (инъецирована) с образованием жилообразных тел. Инъекционные рудные жилы иногда выходят за пределы интрузива во вмещающие его породы. Образование сульфидных медно-никелевых место-рождений происходило в обстановке невысокого давления при начальной температуре 700-600 °С, постепенно снижающейся до 300-200 °С.

Минеральный состав руд достаточно простой и с теми или иным незначительными отклонениями повторяется на всех сульфидно-никелевых месторождениях земного шара. Главные минералы – пирротин, пентландит и халькопирит. Нерудные минералы представлены оливином, ромбическим пироксеном и другими магнезиально-железистыми силикатами, а также продуктами их преобразования (эпидотом, серпентином и др.) Второстепенные и редкие рудные минералы более разнообразны: благородные металлы (золото, платиноиды), сульфиды (борнит, халькозин, ковеллин и др.), минералы никеля и кобальта. Структура руд зернистая, текстура массивная, вкрапленная, пятнистая, брекчиевая. Содержание в рудах основных ценных компонентов составляет: никеля 0,4-3%, меди 0,5 – 2%, платиноидов – до 20 г/т. Форма рудных тел пластообразная и удлиненно-линзовидная, протяженность от 100-500 м до 1,5 км, мощность от 2-10 м до 40 м.

Наиболее известные сульфидно-никелевые месторождения ликвационного класса: Норильское, Талнахское и Октябрьское на севере Красноярского края, Ждановское в районе Печенги (Мурманская область), Седбери (Канада), Инсинзва (Южная Африка), Камбалда (З. Австралия).

Месторождения Талнахское и Октябрьское связаны с дифференцированным интрузивом габбро-долеритов и приурочены к его ветвям пласто- и корытообразной формы мощностью 200-250 м. Талнахское месторождение располагается в верхнем рудоносном горизонте среди песчано-сланцевых пород тунгусской серии (пермь-карбон), а Октябрьское – в нижнем рудоносном горизонте на глубине 400-600 м среди карбонатно-глинистых и сульфатных пород девона. Месторождения разделены глубинным разломом. Оперяющие его складчатые и разрывные нарушения создают сложное блоковое строение рудного поля. Рудные тела локализованы в зоне нижнего эндо- и экзоконтакта интрузива (рис. 3.2).

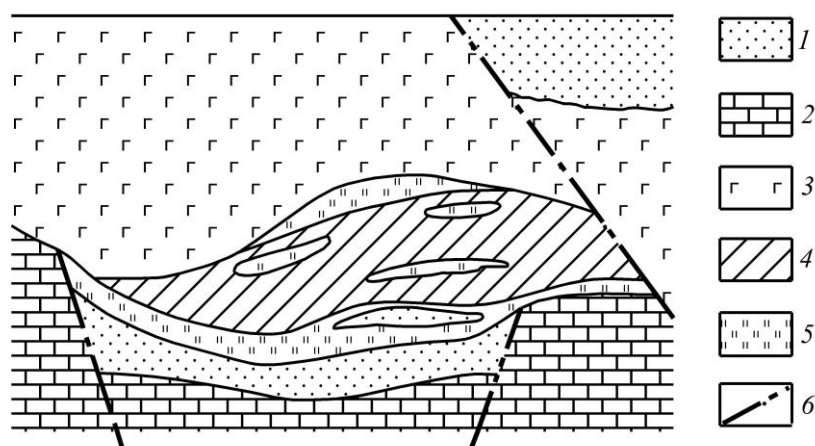


Рис. 3.2. Геологический разрез Талнахского месторождения по В.Н. Котляру:

1 – песчаники; 2 – известняки и ангидриты; 3 – дифференцированные габбро-диориты с вкрапленным оруденением в нижней части; 4 – залежь сплошных сульфидных руд; 5 – экзоконтактовые вкрапления руды в измененных вмещающих породах; 6 – разрывные нарушения

Главные промышленные типы руд: вкрапленные в интрузиве (77% от общей массы руд), сплошные сульфидные (10%) в интрузиве и вмещающих породах, прожилково-вкрапленные (13%) в породах экзоконтакта. По составу выделяют пирротиновые, кубанитовые и халькопирит-талнахитовые руды с

различным содержанием пентландита, а также миллерит-борнит-халькопиритовые и пиритовые руды. Текстура руд массивная, брекчиевая, вкрапленная и прожилково-вкрапленная, а структура – гипидиоморфно (беспорядочно) - зернистая. Кроме меди и никеля в рудах содержатся платиноиды, золото, кобальт, серебро, селен, теллур.

3.2. Раннемагматические месторождения

Главную роль в формировании раннемагматических месторождений играют процессы кристаллизации и гравитации. Рудные минералы кристаллизуются до выделения силикатов, образуя в их массе рассеянную вкрапленность и мелкие гнезда (шлиры). В расслоенных лополитоподобных интрузиях формируются пластообразные рудные залежи, в том числе с высокими содержаниями рудных минералов. Характерной особенностью раннемагматических месторождений считается отчетливый идиоморфизм минералов, сцементированных позднее выделившимися породообразующими силикатами.

Раннемагматические месторождения связаны главным образом с интрузиями базит-гипербазитов (хромитовые, титаномagnetитовые, иногда платиновые), гипербазитов (хромитовые, платиновые, алмазов) и габброидов (титаномagnetитовые). Наибольшее промышленное значение имеют месторождения пластообразных тел хромитов и ванадийсодержащих титаномagnetитов в расслоенных базит-гипербазитовых массивах и алмазов в кимберлитовых и лампроитовых трубках.

Месторождения хромитов и титаномagnetитов в расслоенных базит-гипербазитовых массивах приурочены к зонам раннепротерозойской тектономагматической активизации протоплатформ. Уникальным по запасам хромитов и титаномagnetитов является Бушвельдский массив (Южная Африка). Он представляет собой крупный лополит размером в плане 250×460 км, сужающийся и погружающийся к центру под углом 15-30°. В массиве снизу вверх отмечается следующая смена пород: нориты мощностью 350 м (зона

Закалки); нориты, перемежающиеся с перидотитами, мощностью 1500 м (Базальная зона), нориты с прослоями пироксенитов и анортозитов мощностью около 1000 м (Критическая зона); габбро-нориты мощностью 3500 м (Главная зона); габбро-диориты мощностью 2000 м (Верхняя зона). Месторождения хромитов сосредоточены в пироксенитах и анортозитах Критической зоны, а месторождения титаномагнетитов в габброноритах Главной зоны (рис. 3.3). С норитами Критической зоны связано комплексное оруденение рифа Меренского – горизонт норитов, содержащих линзы хромитов и скопления сульфидов, обогащенных платиной и палладием.

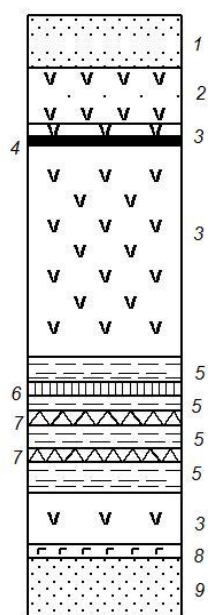


Рис. 3.3. Схематическая геологическая колонка Главной и Критической зон Бушвельдского лополита по А. Дю-Тойту:

1 – кварциты и фельзиты нижнего палеозоя; 2 – нориты; 3 – нориты, перидотиты; 4 – титаномагнетиты; 5 – пироксениты; 6 – горизонт Меренского; 7 – хромиты; 8 – базальты; 9 – кварциты докембрия

Рудные пластообразные тела хромитов и титано-магнетитов мощностью 0,2-1,8 м прослеживаются по простиранию на многие километры. Руды вкрапленные и массивные. Хромитовые руды содержат 32-50% Cr_2O_3 , а титаномагнетитовые – до 50% Fe и 12-20% Ti. Крупные месторождения хромитов залегают в расслоенных массивах Великая Дайка (Южная Африка) и Стиллуотер (США).

Следует отметить, что относительно генезиса хромитового и титаномагнетитового оруденения в расслоенных массивах существует альтернативная точка зрения, согласно которой оно имеет ликвационное происхождение, как и в целом расслоенность массива. Это связано во многом с нечеткостью критериев отнесения собственно магматических месторождений к тому или иному генетическому классу, о чем говорилось выше. В частности, расслоение массивов могло быть обусловлено ликвацией, но кристаллизация

рудных минералов в слое отликвированной рудно-силикатной жидкости несколько опережала кристаллизацию силикатов.

Месторождения алмазов в кимберлитовых и лампроитовых трубках размещаются на древних платформах и связаны с несколькими эпохами их тектоно-магматической активизации: протерозойской (Африканская и Индийская платформы), среднепалеозойской (Русская и Сибирская платформы), позднепалеозойской и мезозойской (Сибирская, Африканская и Австралийская платформы). Возможно многоэтапное проявление алмазоносного магматизма на одной платформе. В частности на Сибирской установлено три таких этапа: девонский, триасовый и юрско-меловой.

Далеко не все кимберлитовые и лампроитовые трубки алмазоносны, а промышленное содержание алмазов установлено лишь в небольшой их части. В настоящее время известно более 5000 кимберлитовых и лампроитовых тел, но только 1-2% из них представляют промышленный интерес. Месторождения алмазоносных кимберлитов (рис. 3.4) расположены, как правило, в ядрах архейской консолидации древних платформ. Алмазные месторождения в лампроитах могут быть и в протерозойских складчатых областях.



Рис. 3.4. Алмазы в кимберлите. По [14]

Кимберлит представляет собой ультраосновную породу порфировой структуры. Он является либо остаточным продуктом длительного фракционирования мантийного вещества, либо результатом его частичной выплавки. Первичный (протомагматический) минеральный состав кимберлитов: алмаз, оливин, пироп, энстатит, диопсид, хромит, ильменит, шпинель, магнетит, флогопит, апатит, графит. Кимберлит обычно цементирует эруптивные брекчии

трубок, содержащие обломки как чужеродных (осадочных, метаморфических, магматических), так и родственных (дунитов, перидотитов, эклогитов и др.) пород.

Алмазоносные кимберлиты образуют субвертикальные трубообразные тела различной геометрии в плане – от более или менее изометричных до вытянутых и дугообразно изогнутых (рис. 3.5). С глубиной они сужаются, приобретая прихотливую форму, и часто переходят в дайки (рис. 3.6).

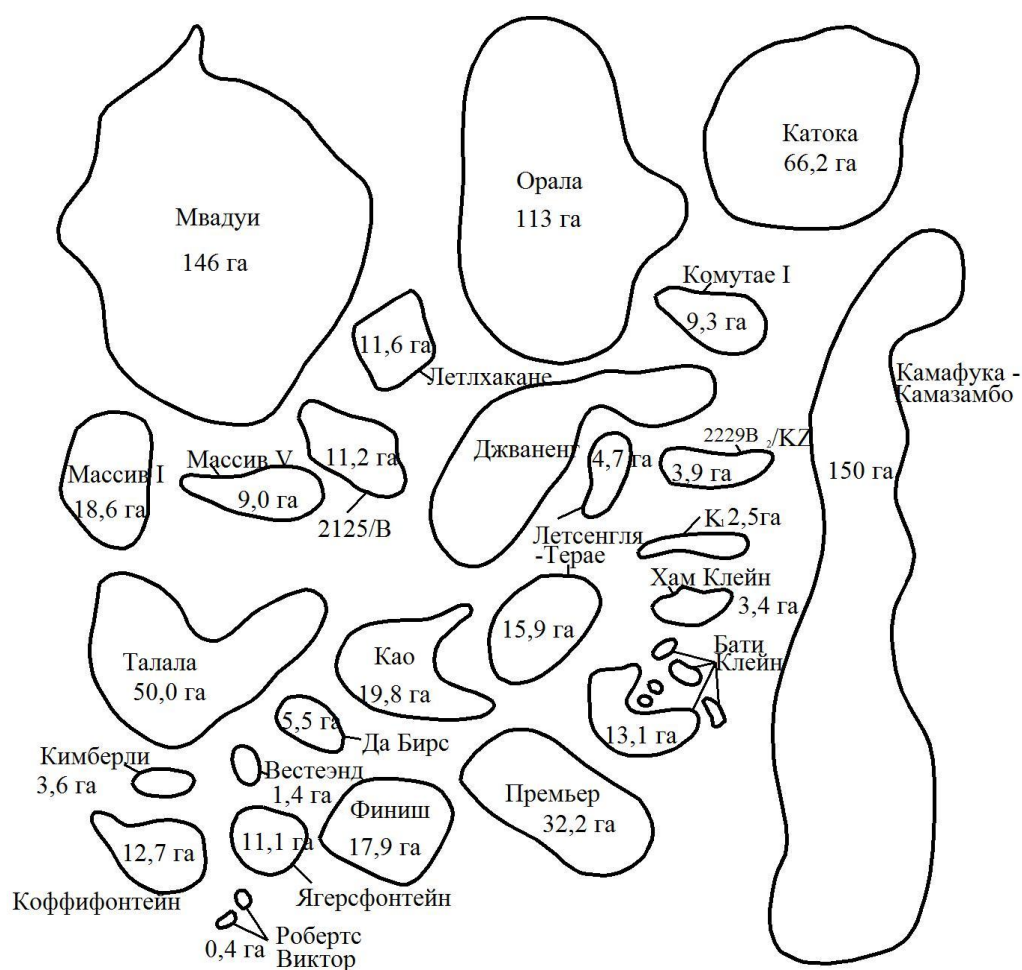


Рис. 3.5. Форма и размеры ряда кимберлитовых трубок Африки. По [14]

Поперечные сечения трубок – от десятков метров до первых километров. Наиболее крупная кимберлитовая трубка Камафука - Камазамбо в Анголе имеет размеры $3,2 \times 0,2-0,5$ км (см. рис. 3.5). Прослеженная скважинами протяженность трубок на глубину достигает 1 км и более.

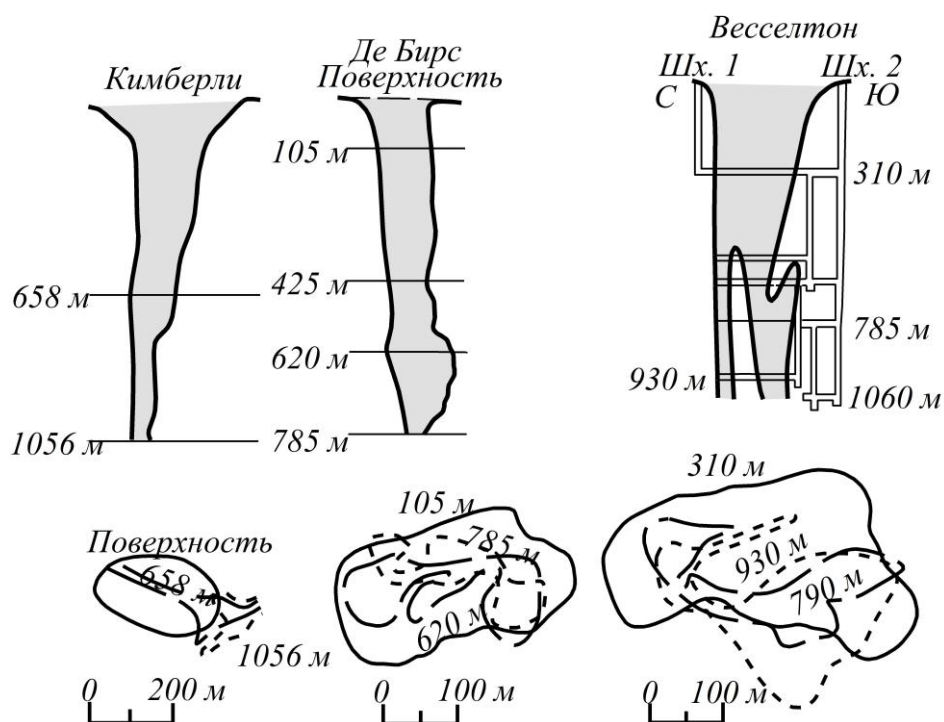


Рис. 3.6. Разрезы алмазоносных трубок района Кимберли и их контуры в плане на разных горизонтах. По [14]

Лампроитовые тела как источник промышленных алмазов открыты в конце 70-х годов XX в. в Австралии. Лампроит – богатая калием и магнием основная или ультраосновная порода вулканического или интрузивного гипабиссального происхождения. Главные минералы лампроитов: оливин, клинопироксен (диопсид), флогопит, лейцит, калиевый амфибол, санидин; акцессорные – апатит, нефелин, шпинель, перовскит, ильменит. В лампроите всегда присутствуют ксенокристаллы и обломки агрегатов минералов, образованных в условиях верхней мантии (оливин, пироксен, гранат, шпинель, алмаз). Вулканогенные лампроиты содержат также вулканическое стекло. Лампроитовые тела по форме и размерам в целом сопоставимы с кимберлитовыми.

Существует пять гипотез генезиса алмазов в кимберлитах и лампроитах:

- 1) алмазы – результат ассимиляции ультраосновной магмой углеродсодержащих пород;
- 2) алмазы кристаллизуются в мантии, захватываются расплавом и выносятся магматическими потоками к поверхности земли;

3) алмазы кристаллизовались в кимберлитовой и лампроитовой магме как обычные раннемагматические минералы;

4) алмазы образуются в постмагматическую стадию в связи с певматолито* гидротермальными процессами;

5) алмазы возникают из вещества глубинных подкоровых флюидных потоков.

Наиболее аргументированной и принимаемой большинством исследователей алмазоносных пород является точка зрения, согласно которой алмаз является раннемагматическим акцессорным минералом кимберлитов и лампроитов. Генерирующие эти породы верхнемантийные магмы поднимались по разломам в верхние горизонты земной коры, где вследствие резкого снижения литостатического давления впереди магматической колонны образовывалась газовая «шапка». Струи раскаленного газа прорывались по трещинам на поверхность, постепенно разрабатывая в породах рамы трубообразную полость. Синхронно с этим процессом шло внедрение алмазоносных магм, сопровождающееся их дезинтеграцией, захватом обломков разрушенных пород рамы и образованием эруптивных брекчий.

Самые крупные алмазоносные провинции мира: Южно-Американская, Австралийская и Якутская (Сибирская платформа). В последней четверти XX в. обнаружена и получила геолого-промышленную оценку Архангельская алмазоносная провинция на севере Русской платформы. Одними из крупнейших по запасам алмазов (до 500 млн карат) являются кимберлитовые трубки Мир, Удачная в России (Якутия), Мвадуи (Танзания) и лампроитовая трубка Аргайл (Австралия). Среднее содержание алмазов на промышленных месторождениях составляет 0,3-3 кар/т [5].

3.3. Позднемагматические месторождения

Позднемагматические месторождения образуются в завершающий этап кристаллизации магмы. Ценные минералы выделяются либо из

* Пневматолитиз – образование минералов при участии газовой фазы (летучих, выделившихся из магмы).

интерстициальной* рудной жидкости в матрице затвердевших силикатов, либо из поздних рудных (рудно-силикатных) расплавов, обособившихся от силикатной массы материнского интрузива.

В первом случае образуются месторождения бедных вкрапленных, вкрапленно-шлировых руд характерной сидеронитовой структуры (ксеноморфные рудные минералы заполняют промежутки между ранее выделившимися из расплава изоморфными зернами оливина и пироксена). К ним относятся расположенные на среднем Урале (Свердловская область) месторождения титаномагнетитов в ультраосновных породах (Качканарское, Гусевогорское, Первоуральское и др.), а также месторождение комплексных апатит-титаномагнетит-борнит-халькопиритовых руд в габброидах (Волковское).

Месторождения из остаточных расплавов могут быть представлены сингенетичными залежами (обычно пластообразными), образовавшимися на месте обособления рудного расплава, либо инъекционными телами, возникшими вследствие перемещения этих расплавов по трещинам, вплоть до выхода за пределы материнской интрузии. Иногда рудные расплавы достигают земной поверхности и изливаются в виде лав. Из остаточных расплавов сформировались многочисленные месторождения различных руд: титаномагнетитовых, иногда с апатитом в габброидных, базит-гипер-базитовых и гипербазитовых массивах (Чинейское в Читинской области, Гремяха – Вырмес и Цагинское в Карело-Кольском регионе); хромитовых в гипербазитах (Кемпирсайская группа месторождений в Республике Казахстан); магнетитовых в связи с риолитовым, трахитовым и андезитовым магматизмом (Кируна в Швеции, Эль-Лако в Чили), нефелин-apatитовых в щелочных массивах (месторождения Хибинского плутона в Мурманской области).

Здесь необходимо отметить одно важное обстоятельство. Поскольку основной причиной обособления рудогенерирующих расплавов признается

* Интерстиция – (лат. – *промежуток*). Здесь речь идет о жидкости, занимающей промежутки между ранее образованными минералами и их агрегатами.

ликвация, очевидна условность отнесения образованных из таких расплавов месторождений, к позднемагматическим. В равной мере их можно назвать ликвационными. Показательны в этой связи текстурно-структурные особенности хромитовых руд Кемпирсая, относимых к позднемагматическим. В них хромшпинелиды либо кристаллизовались раньше и одновременно с оливином, давая резко идиоморфные индивиды, либо образовывали нодулы – округлые агрегаты, возникшие при застывании отликвированных рудных капель.

Наибольшее промышленное значение имеют позднемагматические месторождения титаномагнетитов в пироксенитах, хромитов в дунит-гарцбургитовых массивах, нефелин-апатитовых руд в щелочных массивах. Приведем краткое описание типичных месторождений.

Качканарское и Гусевогорское месторождения малотитанистых ванадийсодержащих титаномагнетитов залегают в Качканарском габбро-пироксенитовом плутоне. Его площадь составляет около 110 км². Форма плутона в плане изметрично-округлая. Он вмещает два массива рудных пироксенитов (Качканарский и Гусевогорский), соответствующих одноименным месторождениям. Размеры первого – 5,5×2,2 км, а второго – 8,5×1-4 км. Оруденение прослежено скважинами на глубину более 600 м. В границах Качканарского массива оконтурена одна крупная рудная залежь, а Гусевогорского восемь более мелких (рис. 3.7). По величине рудных зерен выделяется пять типов руд: крупно- (более 3 мм), средне- (1-3), мелко (0,2-1), тонко (0,05-0,7) и дисперсно-вкрапленные (менее 0,05 мм). Руды Качканарского месторождения являются в основном тонко- и мелковкрапленными, т.е. менее благоприятными для обогащения, чем руды Гусевогорского месторождения. Руды представлены пироксенитом с вкрапленностью, реже шлировыми выделениями и прожилками титаномагнетита, содержащего изоморфную примесь ванадия. Запасы каждого из месторождений около 3,5 млрд т. Среднее содержание в рудах железа 15-18%, а оксида ванадия (V₂O₅) 0,12-0,19%.

Ванадий извлекают из металлургических шлаков после выплавки чугуна из концентрата, полученного при обогащении титано-магнетитовых руд.

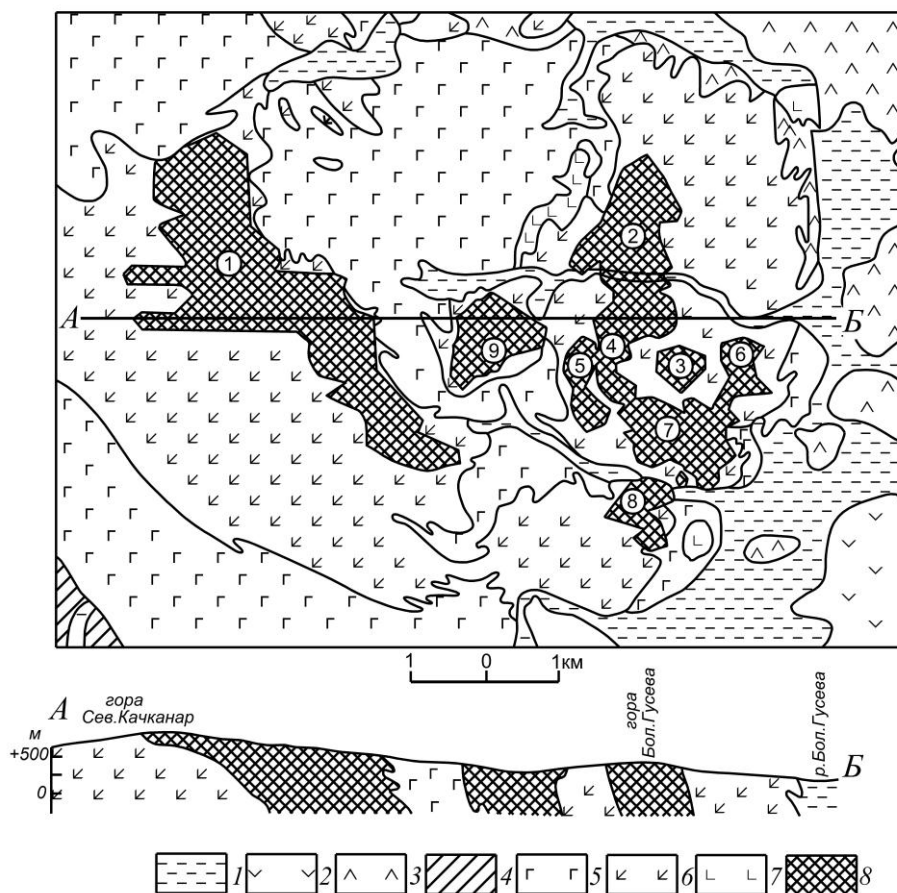


Рис. 3.7. Схема геологического строения района титаномагнетитовых месторождений Качканарское и Гусевогорское по З. Рупасовой:

1 – аллювий; 2 – порфириты; 3 – амфиболиты; 4 – альбит-хлоритовые и другие сланцы ордовика; 5 – габбро; 6 – пироксениты; 7 – горнблендиты; 8 – рудные залежи. (Цифры в кружках: 1 – Качканарское месторождение; 2-9 – участки Гусевогорского месторождения)

Хромитовые месторождения Кемпирсайской группы залегают в одноименном дунит-гарцбургитовом массиве, приуроченном к крупному региональному разлому субмеридианального простирания. Возраст массива позднекаледонский (около 400 млн лет). Известны десятки месторождений хромитов, приуроченных к этому массиву. Наиболее крупные их них – Алмаз-Жемчужина, Миллионное, Молодежное, им. 40 лет Казахстана. Рудные тела залегают в серпентизированных дунитах и имеют линзовидную, гнездовую (клубнеобразную), жилоподобную форму. Размер их колеблется от десятков метров до 1,5 км по удлинению при мощности от нескольких до 150 м. Крупным и компактным рудным телом (протяженность 1,5 км при ширине в

плане до 300 м и максимальной мощности 140 м) представлено месторождение Молодежное (рис. 3.8). Это тело залегает на глубине 422-600 м и отрабатывается подземным рудником. Контакты тел с вмещающими дунитами четкие, зачастую резкие. Углы падения рудных тел 5-15°, редко до 45°, при общем нырянии их к югу, где предполагается корневая часть всей Кемпирсайской рудной системы.

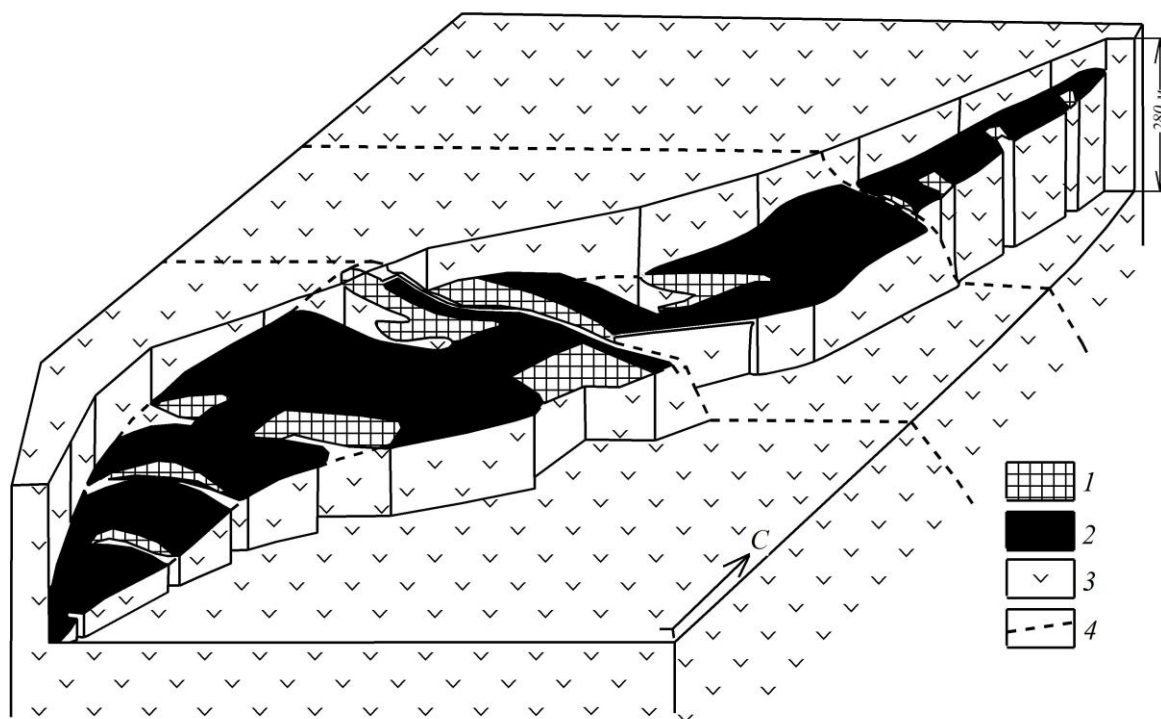


Рис. 3.8. Блок-диаграмма погребенного рудного тела месторождения *Молодежное*: 1 – рудное тело в разрезе; 2 – контактовые поверхности рудного тела; 3 – вмещающие гипербазиты; 4 – тектонические нарушения. По [11]

Руды массивной, вкрапленной и нодулярной текстуры со средним содержанием Cr_2O_3 45-55% и примесью платины до первых граммов на тонну. Месторождения интенсивно эксплуатируются с 1937 г. К настоящему времени запасы руд, пригодные к выемке карьерами, почти полностью отработаны и ведется подземная добыча руд, залегающих на большой глубине (свыше 500 м от дневной поверхности).

Хромитовые месторождения, подобные кемпирсайским, но с более скромными запасами и качеством руд, известны в Турции, Греции, Албании, на Кубе и в других регионах мира. Все они приурочены к геосинклинальным системам различного возраста. В России есть только единичные мелкие

месторождения хромитов невысокого качества (Сарановское на Урале, Ангашанское в Карелии) Для России хромитовые руды являются остродефицитным сырьем.

Месторождения нефелин-апатитовых руд Хибинского плутона уникальны по своим масштабам и качеству минерального сырья. Хибинский многофазный плутон сформировался в связи с герцинским этапом тектоно-магматической активизации на Балтийском щите. Плутон имеет в плане округлую форму. Его диаметр составляет около 40 км. До глубины 6-8 км контакты плутона падают под углом 60-90°, а затем резко выполаживаются к его центру.

Внутреннее строение плутона концентрически-зональное с явной асимметрией, обусловленной смещением центра плутона к восточной его окраине. Внешняя кольцевая зона сложена (по направлению к центру плутона) массивными хибинитами – (1-я фаза интрузии), трахитоидными хибинитами (2-я фаза), рихторитами (3-я фаза), ийолит-уртитам и нефелин-апатитовыми рудами (4-я фаза) луявритами (5-я фаза). Ядро плутона представлено фойяитами (6-я фаза) и штоком карбонатитов (7-я фаза).

Месторождения нефелин-апатитовых руд пространственно и генетически связаны с конической интрузией ийолит-уртитов (рис. 3.9). В плане продуктивная зона имеет форму почти правильного кольца диаметром около 28 км, длиной по дуге 75 км при мощности 0,5-2 км. В этой зоне прерывисто размещены пласто-линзообразные рудные залежи. Протяженность их достигает нескольких километров, а мощность – десятки- первые сотни метров.

По В.И. Смирнову, мнение которого разделяется большинством геологов, нефелин-апатитовые руды Хибин являются продуктом дифференциации щелочного расплава на глубине и внедрения его по конической зоне отслоения между внешней оболочкой и ядром плутона. По А.Е. Ферсману и Л.Н. Когарко рассматриваемые месторождения образовались из ийолит-уртитовой магмы в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации при активном участии конвективных потоков.

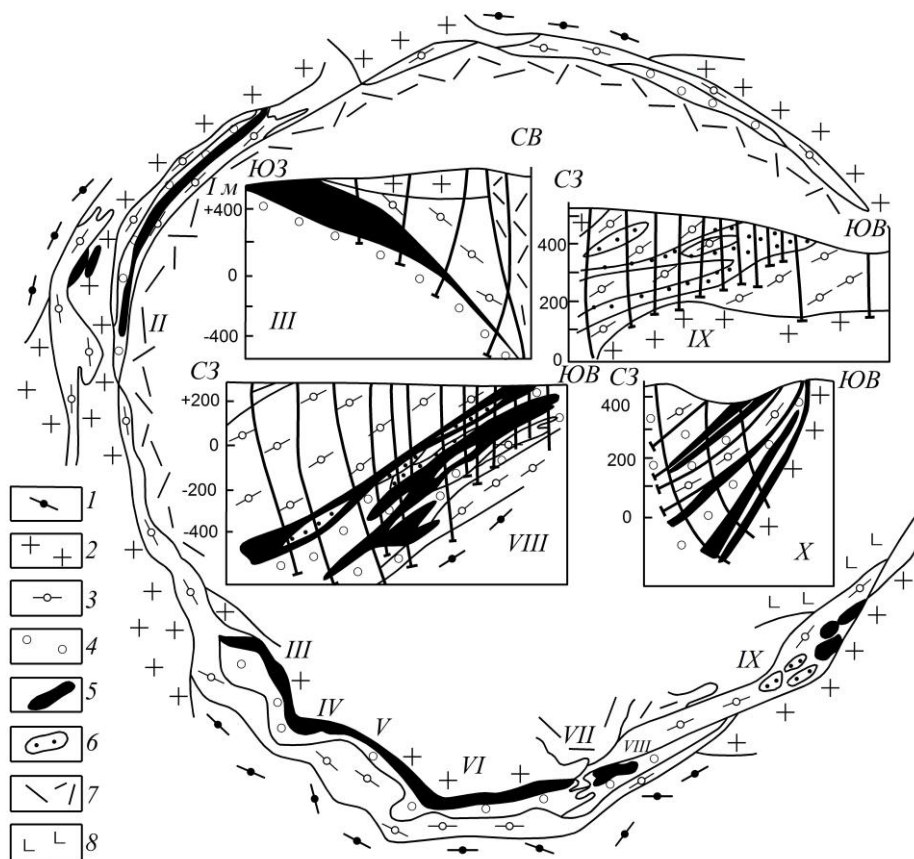


Рис. 3.9. Геологическая схема продуктивного ийолит-уртитового комплекса

Хибинского массива и типичные разрезы месторождений апатит-нефелитовых руд:
 1 – хибиниты трахитоидные; 2 – рисчорриты массивные; 3 – уртиты, ийолиты, мельтейгиты;
 4 – уртиты массивные, пегматоидные, неравномерно- и среднезернистые; 5-6 – апатит-нефелитовые руды; 5 – массивные, пятнистые, пятнисто-полосчатые, полосчатые, линзовидно-полосчатые, сетчатые; 6 – брекчиевые; 7 – луявриты; 8 – фойяиты.
 Месторождения: I – Партомчорр, II – Куэльпор, III – Кукисвумчорр, IV – Юкспор, V – Апатитовый цирк, VI – Плато Расвумчорр, VII – Эвеслогчорр, VIII – Коашва, IX – Ньоркпахк, X – Олений ручей. По [9]

Руды сложены апатитом (25-75%), нефелином, эгирином, амфиболом, сфеном и титаномagnetитом. Текстура руд массивная, пятнистая, линзовидно-полосчатая, сетчатая. Среднее содержание P_2O_5 14,2% при колебаниях в отдельных залежах от 6 до 19%.

Хибинская группа нефелин-apatитовых месторождений – основа сырьевой базы фосфатных удобрений России. Их разработка осуществляется открытым и подземным способом. Добытые руды обогащаются по флотационной технологии с получением концентрата, содержащего 39,4 % P_2O_5 . Попутно извлекаемый нефелин используется как сырье для получения глинозема.

Глава 4. КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Этот генетический класс месторождений получил свое название от карбонатитов – полнокристаллических магматических пород, сложенных в основном (на 70-90%) карбонатами (чаще всего кальцитом, реже доломитом, еще реже – анкеритом или сидеритом). Остальная часть карбонатитов представлена апатитом, силикатами (форстеритом, эгирин-авгитом, щелочным амфиболом, флогопитом, биотитом, микроклином) и акцессорными минералами, общее число которых достигает 150 разновидностей. Среди акцессориев типоморфными, т.е. характерными, для карбонатитов являются бадделеит ZrO_2 , циркон $Zr[SiO_4]$, пироклор $(Na, Ca, Ce)_2(Nb, Ti, Ta)_2O_6(O, OH, F)$, гатчеттолит (пироклор, содержащий до 15% оксидов урана), паризит $Ca(Ce, La)_2(CO_3)_3F_2$, бастнезит $(Ce, La)(CO_3)F$, монацит $(Ce, La)[PO_4]$. Текстура карбонатитов массивная, полосчатая, иногда брекчиевидная.

Полезным ископаемым могут быть сами карбонатиты, а также генетически и пространственно связанные с ними докарбонатитовые и послекарбонатитовые геологические образования.

Большинство известных проявлений карбонатитов приурочено к массивам различных щелочных пород. Однако промышленное оруденение, как правило, связано с карбонатитами щелочно-ультраосновных массивов центрального типа. Эти массивы расположены на древних платформах и приурочены к зонам тектоно-магматической активизации, часто проявленными рифтовыми разломами. Возраст массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (УЩК) варьирует от раннепротерозойского до кайнозойского, но большинство из них образовались в фанерозойские этапы тектонической активизации древних платформ. В настоящее время выявлено свыше 250 таких массивов.

Массивы УЩК представляют собой сложно построенные концентрически-зональные в плане многофазные тела субцилиндрической и конической формы, вертикально уходящие своими корнями в мантию. Одни из них формировались исключительно в глубинных условиях, а другие достигали земной поверхности и венчались вулканическими постройками. Реликты таких построек, сложенных

эффузивными аналогами пород УЩК, установлены в районах их молодого (позднекайнозойского) проявления на африканском континенте. Площадь горизонтального сечения массивов колеблется от 9 до 42 км².

Механизм формирования массивов УЩК во многом не ясен. Предполагают, что продвижение щелочно-ультраосновной магмы из подкоровых глубин (100-150 км) вверх через всю земную кору осуществлялось благодаря давлению восходящего столба магмы в сочетании с проплавлением пород кровли передовой частью этого столба, обогащенной соединениями, играющими роль плавней-минерализаторов, значительно снижающих температуру плавления пород (щелочными металлами, галоидами, фосфором, водородом и др.)

Становление массивов УЩК происходило в ходе последовательного формирования (от ранних к поздним) оливинитов и пироксенитов, пород серии ийолитов-мельтейгитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, карбонатитов. В некоторых массивах формированию карбонатитов предшествовало образование форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых руд.

Обычно центральная часть массива УЩК сложена гипербазитами (оливинитами, пироксенитами), а щелочные породы окаймляют гипербазитовое ядро (рис. 4.1, а, б). Чем меньше глубина эрозионного среза, тем, как правило, больше доля щелочных пород. Отдельные массивы представлены исключительно щелочными породами и карбонатитами (рис. 4.1, в), иногда только карбонатитами (рис. 4.1, г). Позднекайнозойские массивы на современном эрозионном срезе сложены эксплозивно-эффузивными фациями ультраосновных щелочных пород (рис. 4.1, д). Вмещающие массив породы подвергаются интенсивному щелочному метасоматозу с образованием ореола фенитов шириной от нескольких десятков до первых сотен метров. Карбонатиты и связанные с ними рудные месторождения локализуются обычно среди гипербазитов внутри массивов, но иногда залегают на их периферии в ийолит-мельтейгитах, уходя местами в окружающие массив фениты.

В настоящее время большинство исследователей признает ведущую роль в карбонатитообразовании расплавных инъекций. В целом намечаются следующие этапы температурной эволюции при формировании УЩК (в °С): гипербазиты

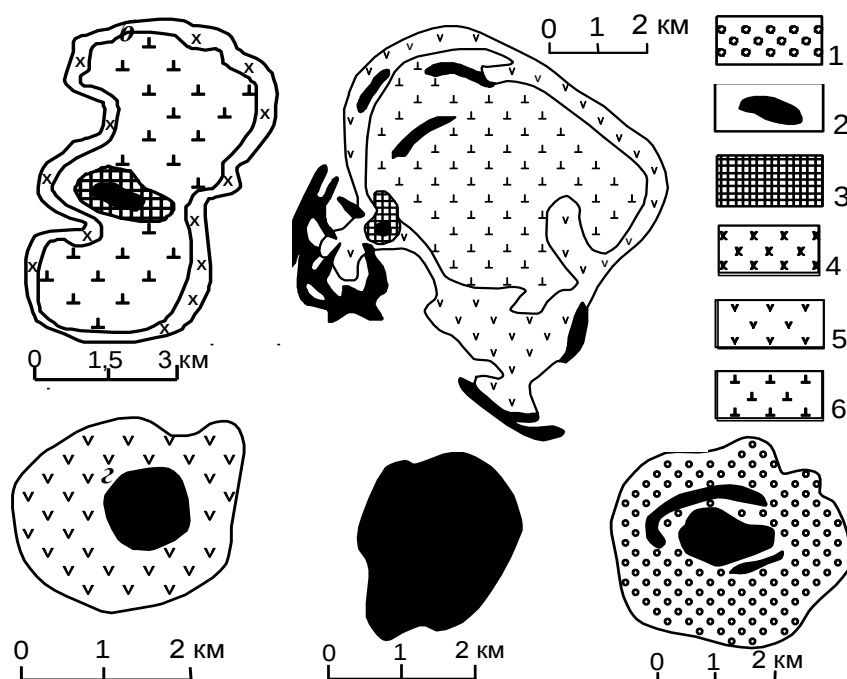


Рис. 4.1. Геологическое строение массивов УЦК (схематические планы) по А.А.Фролову:

a – Палабора (ЮАР), *б* – Ковдор (Россия), *в* – Саланлатва (Россия), *г* – Файерсэнд Ривер (Канада), *д* – Крюдфонтейн (Африка). 1 – экструзивно-эффузивные образования УЦК, 2 – карбонаты; 3 – форстерит-апатит-магнетитовые породы; 4 – щелочные сиениты; 5 – ийолиты-мельтейгиты-якупирангиты; 6 – оливиниты, пироксениты и апогипербазиты

1350-1100, нефелиновые сиениты, ийолит-мельтейгиты до 750, карбонаты 650-200. Существование карбонатного расплава при таких относительно низких температурах (кальцит плавится при 1310°C) объясняется высокой насыщенностью расплава летучими соединениями (H₂O, CO₂ и другими) и щелочами. Карбонатитовые расплавы были последними продуктами глубинного фракционирования щелочно-ультраосновной магмы с участием ликвации.

Формирование карбонатитов – многостадийный процесс. Ранние карбонатиты обычно кальцитовые, характеризуются крупнозернистой структурой и апатит-магнетитовым оруденением, иногда с бадделеитом. Поздние карбонатиты, как правило, мелкозернистые, кальцит-доломитовые или доломит-анкеритовые с редкометальным, иногда медносulfидным, баритовым и другими типами оруденения. Образование поздних карбонатитов сопровождается широким проявлением низкотемпературных гидротермальных процессов, с которыми обычно и связана рудная минерализация. Ряд исследователей считает, что сами поздние карбонатиты имеют гидро-термально-метасоматический генезис.

Карбонатиты залегают в виде столбообразных залежей, кольцевых центриклинальных (падающих к центру массива) и периклиналильных (падающих от центра массива), радиальных жилообразных тел. Кольцевые центриклинальные тела еще называют коническими. Обычно сочетание перечисленных выше морфологических типов карбонатитовых тел при явном преобладании кольцевых центриклинальных. Они редко встречаются в виде замкнутых колец, чаще наблюдается кольцевая зона, представленная серией дугообразных, полукольцевых спиралевидных в плане тел с общим фокусом – точкой пересечения линий их падения на глубине.

Столбообразные залежи карбонатитов выполняют субцилиндрические полости, образовавшиеся вследствие прорывов и эскплозии газов, скопившихся в головной части колонны карбонатитовой магмы. Возникновение кольцевых и радиальных трещин, контролирующих карбонатитовые тела соответствующей морфологии, обусловлено вертикальным осевым давлением восходящей магматической колонны.

Вертикальный интервал развития карбонатитов и связанных с ним рудных скоплений составляет не менее 5-6 км. Минеральные типы оруденения размещаются по вертикали в соответствии с глубиной их образования и последующего эрозионного среза (рис. 4.2). Ведущим фактором такой вертикальной зональности является изменение с глубиной давления и температурного режима.

В массивах УЩК выявлены следующие основные рудные формации: апатит-магнетитовая (Ковдор и Вуориярви, Россия), пироклоровая (пироклор-гатчеттолитовая) – Томтор (Россия), Араша (Бразилия), Ока (Канада), бастнезит-паризит-монацитовая (Маунтин-Пасс, США), борнит-халькопири-товая (Палабора, ЮАР).

Известны единичные массивы УЩК, вмещающие баритовое, флюоритовое или стронцианитовое оруденение, представленное обычно жильными телами.

Руды месторождений карбонатитового генетического класса, как правило, комплексные. При отработке месторождений *апатит-магнетитовой формации* получают магнетитовый, апатитовый, иногда бадделеитовый концентраты.

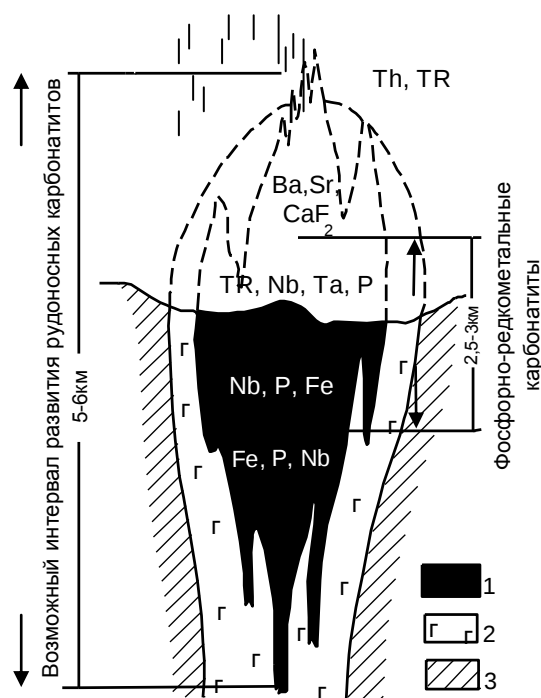


Рис. 4.2. Схема вертикальной зональности оруденения в массивах УЩК по А.А.Фролову:

1 – карбонатиты; 2 – ультраосновные щелочные породы; 3 – осадочно-метаморфические породы

Среднее содержание в рудах ценных компонентов: Fe 20-40%. P_2O_5 2-12%, ZrO_2 0,15-0,6%. Одним из наиболее крупных в мире и единственным разрабатываемым в России месторождением этой формации является Ковдорское, расположенное в Мурманской области. Оно представлено трубообразной залежью с отчетливой центростремительной горизонтальной зональностью – внутри столба ранних апатит-форстерит (флогопит) – магнетитовых руд соосно с ним залегает рудно-карбонатитовое ядро, обусловленное внедрением сложно построенного трубообразного тела преимущественно кальцит-форстеритовых карбонатитов и апатит-кальцит-магнетитовых руд, которое, в свою очередь, включает такое же по морфологии, но гораздо меньшее по размерам тело тетраферрифлогопит-кальцитовых карбонатитов с непромышленным редкометальным (пироксеновым) оруденением (рис. 4.3, а).

Из руд месторождений *пироксеновой формации* извлекают ниобий и тантал, а при наличии в составе руд гатчеттолита, и уран. Содержание в рудах Nb_2O_5 составляет 0,1-1%, Ta_2O_5 0,01-0,3%.

Месторождения *бастнезит-паризит-монацитов* формации являются поставщиком редких земель, главным образом цериевой группы. Суммарное их

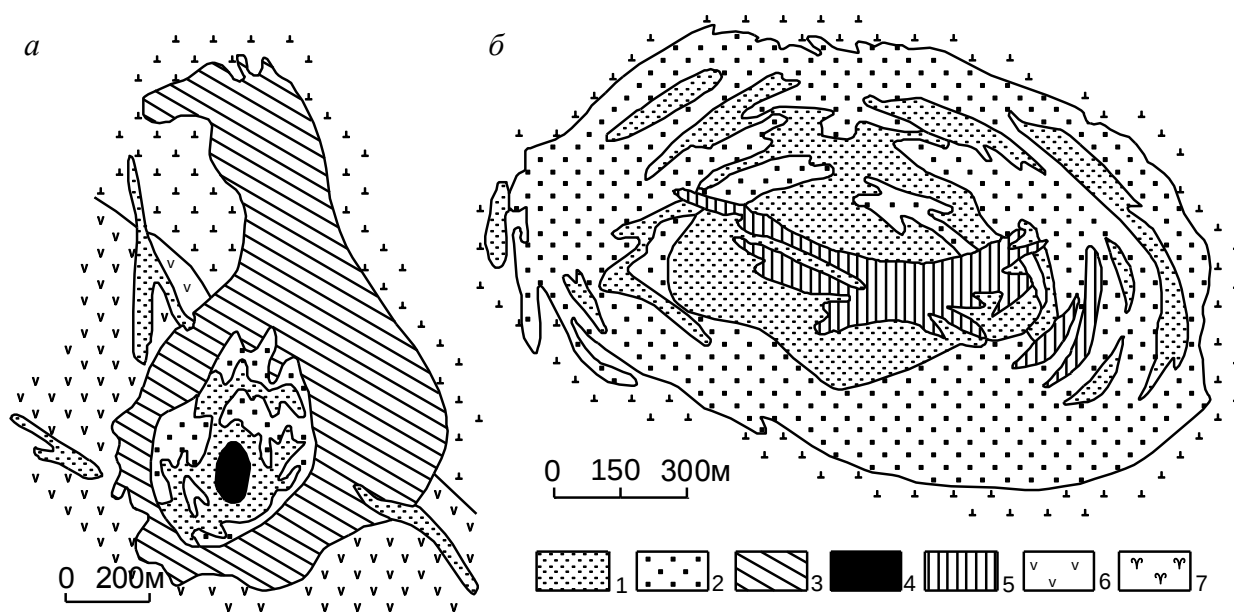


Рис. 4.3. Схемы геологического строения карбонатных месторождений в плане: *а* – Ковдорского, *б* – Палабора: 1 – карбонаты; 2-5 – руды: 2 – апатит-кальцит-магнетитовые, фоскориты; 3 – апатит-форстерит(флогопит)-магнетитовые; 4 – редкометальные; 5 – медные; 6 – ийолиты; 7 – пироксениты

содержание в рудах колеблется от десятых долей процента до первых процентов. Рудоносные карбонаты сложены анкеритом, доломитом, низкотемпературными кальцитом. На некоторых месторождениях развиты ранние безрудные кальцитовые карбонаты. Месторождение этой формации, особенно наиболее крупные из них (Маунтин-Пасс, США; Баян-Обо, Китай; Карасуг, Россия) приурочены к приповерхностным массивам, сложенным преимущественно щелочными сиенитами.

Борнит-халькопиритовая формация представлена по существу одним месторождением Палабора (ЮАР), на котором мелкозернистые кальцитовые карбонаты с сульфидами меди располагаются внутри более ранних крупнозернистых форстерит-кальцитовых карбонатов и сингенетичных им бадделеитсодержащих фоскоритов (кальцит-форстерит-apatит-магнетитовых руд) (рис.4.3, *б*). Таким образом, на Палаборе пространственно совмещены рудные тела двух формаций: апатит-магнетитовой и борнит – халькопиритовой. В рудах присутствует также ураноторит – торит $\text{Th} [\text{SiO}_4]$, содержащий до 17% U_3O_8 . Среднее содержание ценных компонентов в рудах (%): Fe 20-25; P_2O_5 10-12; ZrO_2 0,40- 0,6; Cu 0,69; U 0,001-0,01.

Глава 5. ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматитовые месторождения образуются из насыщенных флюидными компонентами силикатных расплавов. Свое название этот генетический класс месторождений получил по слагающим их своеобразным породам (пегматитам), представленным крупно (гиганто)-кристаллическим агрегатом минералов, многие из которых обогащены летучими компонентами (H_2O , Cl, F, B, P и др.), щелочами и редкими элементами. Известны различные по составу пегматиты: кислые, щелочные, основные и ультраосновные. Наиболее широко распространены и хорошо изучены гранитные пегматиты, с которыми связано абсолютное большинство месторождений рассматриваемого класса. Поэтому всё изложенное ниже будет касаться именно гранитных пегматитов.

Пегматитовые месторождения формировались в широком временном диапазоне – от позднего архея (3-2,6 млрд лет) до кайнозоя (20-15 млн лет). Они широко развиты как в кристаллическом фундаменте древних платформ, так и фанерозойских складчатых областях. Пегматитовые месторождения, как правило, группируются в протягивающиеся на многие километры поля, которые в свою очередь составляют крупные пояса, приуроченные к региональным геологическим структурам. Месторождения представлены десятками пегматитовых тел в виде простых плитообразных и сложных по морфологии жил, округлых и овальных изометричных форм. Размеры пегматитовых тел: длина до первых километров, мощность до десятков – первых сотен метров.

Многие пегматитовые тела обладают четкой зональностью внутреннего строения с обособлением в центральной части мономинерального кварцевого ядра. В полнодифференцированных пегматитовых телах выделяются следующие зоны (от периферии к центру): внешняя аплитовая, письменного гранита, крупных блоков полевого шпата, кварцевое ядро. Характерной чертой пегматитов является наличие в них крупных и гигантских кристаллов: кварца – длиной до 7,5 м, сподумена – до 14 м, берилла – до 5,5 м, пластин мусковита площадью до 5 м². Масса отдельных кристаллов достигает 70-100 т. Специфическая структура пегматитов – графическая (письменная).

Выделяют два генетических типа пегматитов – магматогенные и метаморфогенные.

Магматогенные пегматиты пространственно и генетически связаны с гранитными интрузиями складчатых областей фанерозоя. Эти интрузии локализуются в осевых частях крупных геоантиклинальных поднятий вблизи зон глубинных разломов. Пегматиты располагаются внутри материнских интрузий или в непосредственной близости от них. Часто пегматиты встречаются совместно с грейзеновыми и кварцево-жильными месторождениями олова, вольфрама и бериллия.

Пространственная и генетическая связь пегматитов с гранитами проявлена тем сильнее, чем меньше глубина формирования пегматитов. В целом вертикальный интервал магматогенного пегматитообразования составляет от 1,5-2 до 6 км от земной поверхности.

Предложены две генетические модели формирования магматогенных пегматитов: магматическая и магматогенно-метасоматическая.

Магматическая модель рассматривает пегматиты как продукт сложной эволюции остаточного расплава гранитной магмы, обогащенного летучими компонентами, на фоне постепенного понижения температуры с 700 до 200 °С. Допускается при определенных условиях смена магматической кристаллизации интенсивным метасоматозом закристаллизованного вещества на конечных стадиях процесса. Основные идеи, на которых основана магматическая модель, изложены в трудах А.Е. Ферсмана, А.А. Беуса, К.А. Власова, А.И. Гинзбурга, Н.А. Солодова, а за рубежом – Е.Н. Камерона и Р.Г. Джекса.

Магматогенно-метасоматическая модель предполагает образование пегматитов путем послемагматической перекристаллизации обычных по зернистости пород (гранитов, аплитов) в крупнозернистые пегматитовые агрегаты и последующее их метасоматическое изменение. Агентом перекристаллизации и метасоматоза являются гидротермальные растворы, генетически связанные с материнской интрузией. Магматогенно-

метасоматическая модель формирования пегматитов разработана А.Н. Заварицким, В.Д. Никитиным, С.А. Руденко.

По А.Е. Ферсману магматогенные пегматиты подразделяются на пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. Пегматиты чистой линии залегают в гранитах или тождественных им по составу породах. Эти пегматиты сложены главным образом калиевым полевым шпатом (ортоклазом, микроклином), кварцем, плагиоклазом (альбитом, олигоклазом) и биотитом. Кроме того, в них встречаются сподумен (литийсодержащий пироксен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$), мусковит, лепидолит, флюорит, апатит, минералы редких (Li, Cs, Be и др.) и радиоактивных (U, Th, Ra) элементов, редкоземельных элементов (лантана и следующих за ним в периодической системе Менделеева 14 элементов-лантаноидов).

Пегматиты линии скрещения возникают в том случае, когда гранитная магма взаимодействует с боковыми породами. При их ассимиляции гранитной магмой образуются *гибридные пегматиты*. Например, если ассимилируются глиноземистые породы, в пегматитах появляются андалузит, кианит, силлиманит – полиморфные модификации Al_2SiO_5 . Если боковые породы недосыщены кремнеземом (например, карбонатные или ультраосновные), образуются *десилицированные пегматиты*, отдавшие часть своего кремнезема этим породам. Десилицированные пегматиты представлены обычно плагиоклазитами. При пересыщении глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

Метаморфогенные пегматиты залегают в породах кристаллического фундамента древних платформ, без связи с гранитами. Глубина их формирования 6-20 км. Минеральный состав пегматитов соответствует составу вмещающих пород (обычно кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов). Образование таких пегматитов большинство исследователей связывает с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. При этом допускается анатектический* генезис исходного пегматитового расплава.

* Анатексис – ультраметаморфический процесс, ведущий к расплавлению твердых горных пород и превращения их в магму.

Минеральный состав пегматитов (магматогенных и метаморфогенных) и соответственно промышленные типы пегматитовых месторождений во многом определяются степенью преобразования их исходного вещества горячими газоподобными растворами. По этому признаку В.И. Смирнов предложил выделять три генетические разновидности пегматитов: простые, перекристаллизованные и метасоматически замещенные.

Простые пегматиты сложены калиевыми полевыми шпатами, кислыми плагиоклазами, кварцем и примесью мусковита, турмалина, граната. Они характеризуются письменной (графической) структурой, не обнаруживают признаков перекристаллизации и метасоматических изменений. Простые пегматиты образуют месторождения *кварц-полевошпатового* промышленного типа – источник сырья для стекольной промышленности и промышленности строительной керамики. Такие месторождения известны в Карелии (Хетоламбо, Чкаловское), на Кольском полуострове (Куруваара, Отрадное), в Иркутской области (Нарын-Кунтинское).

Перекристаллизованные пегматиты отличаются разномасштабной крупно- и гигантокристаллической структурой, обусловленной перекристаллизацией исходного вещества химически равновесными с ним растворами. В процессе перекристаллизации образуются большие кристаллы кварца, полевого шпата, а также мусковита – наиболее ценного промышленного минерала этих пегматитов. С перекристаллизованными пегматитами связаны месторождения *слюдоносных и керамических пегматитов*. Они размещаются в докембрийских породах амфиболитовой фации метаморфизма с явными признаками анатектического расплавления исходных пород. При разработке месторождений извлекаются мусковит и полевошпатовый концентрат (керамическое сырье). В России месторождения слюдоносных и керамических пегматитов сосредоточены в Мамско-Чуйском районе (Восточная Сибирь) а также в Карелии (Чупинско-Лоухская группа) и на Кольском полуострове (Енское, Стрельнинское, Риколатва). За рубежом подобные месторождения известны в Индии и Бразилии.

Мамско-Чуйские месторождения мусковита сосредоточены в полосе шириной около 20 км и длиной до 150 км на севере Иркутской области. Вмещающими тела пегматитов породами являются докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы. Пегматиты образуют жилы (рис. 5.1), линзы, штоки и тела неправильной формы длиной сотни метров при мощности от первых до десятков метров.

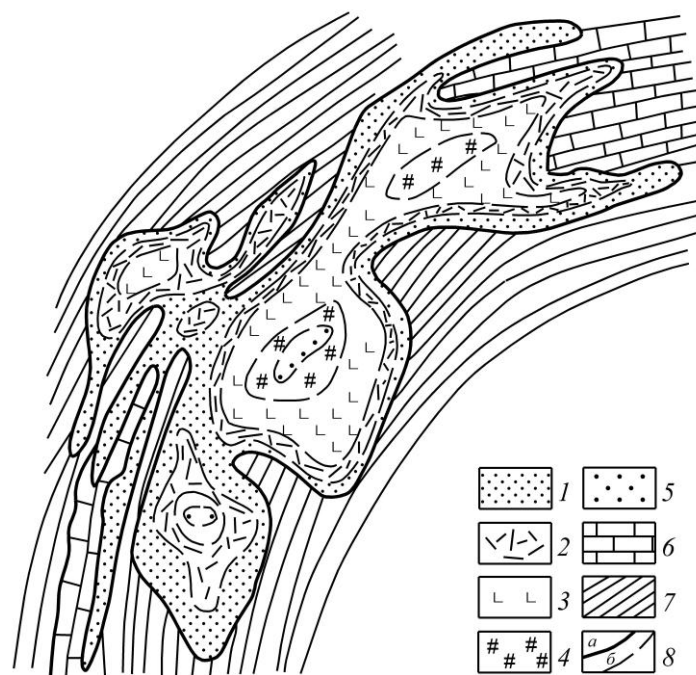


Рис. 5.1. Геологический план пегматитовой жилы Луговка по А.Г. Бушеву, О.В. Казадоевой:

1-3 – пегматит: 1 – мелкозернистый гранитовидный, 2 – крупнозернистый, 3 – графический; 4 – блоковый плагиоклазит; 5 – кварцевое ядро; 6 – известково-силикатные кристаллические породы (скарноиды); 7 – биотитовые гнейсы; 8 – контакты пегматитового тела (а) и границы минеральных зон (б)

Сложены они в основном плагиоклазом, микроклином, кварцем, биотитом и мусковитом. Распределение мусковита в пегматитовых неравномерное, а размеры и качество его кристаллов различные. Наиболее ценится сырье, представленное кварц-мусковитовыми породами, в которых кристаллы мусковита имеют пластинчатую или столбчатую форму, а их размеры не превышают 15-20 см. Для более крупных кристаллов, достигающих иногда 1-1,5 м в поперечнике, характерны ельчатость, ленточная трещиноватость и другие дефекты. Содержащийся в мусковитоносных пегматитах полевой шпат (микроклин) является ценным керамическим сырьем.

Метасоматически замещенные пегматиты не только перекристаллизованы, но и метасоматически преобразованы под воздействием горячих растворов, химически неравновесных первичной пегматитообразующей минеральной массе. Для них характерно зональное строение и наличие крупных (до 200 м³) открытых полостей с друзами кристаллов ценных минералов. С этими пегматитами связаны месторождения двух промышленных типов: редкометалльных пегматитов и камнесамоцветных (хрусталоносных) пегматитов.

Редкометалльные пегматиты характеризуются бериллиевой, литиевой, тантал-цезиевой, ниобий-иттриевой, уран-редкоземельной минерализацией. Минеральный состав их очень сложный. Наиболее важное промышленное значение имеют сподумен-кварц-полевошпатовые и берилл-кварц-полевошпатовые типы пегматитов. Большинство (60%) редкометалльных пегматитов имеют докембрийский возраст и размещаются на щитах древних платформ без видимой связи с гранитными интрузиями. Остальные месторождения редкоземельных пегматитов приурочены к складчатым областям фанерозоя и расположены обычно в зоне экзоконтакта многофазных гранитных интрузий.

Редкометалльные пегматиты представлены телами выполнения в виде плитообразных жил с раздувами, и пережимами, а также трубчатых и штокообразных залежей. Протяженность пегматитовых тел – многие сотни метров, иногда 1-3 км, мощность 5-50 м. Редкометалльные минералы – сподумен $\text{LiAl}[\text{SiO}_2\text{O}_6]$, поллуцит $(\text{Cs},\text{Na})[\text{AlSiO}_2\text{O}_6] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, берилл $\text{Al}_2\text{BeSi}_6\text{O}_{18}$, ряда колумбит – танталит: $(\text{Fe},\text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ – $(\text{Fe},\text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$, лепидолит и др. – локализованы в отдельных гнездах и зонах, приуроченных обычно к верхним частям пегматитовых тел, и составляют небольшую часть их объема. Породообразующие жильные минералы редкометалльных пегматитов – кварц, микроклин, альбит. Месторождения редкометалльных пегматитов известны в России (Холмозерское, Полмостундровское, Тастыгское, Васин-Мыльк), США (Кингз-Маунтин, Блек-Хиллс), Канаде (Берник-Лейк) и других странах.

Месторождение Берник-Лейк уникально по масштабам оруденения. Оно залегает среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород нижнего протерозоя (2,6 млрд лет), прорванных гранитами возрастом 2 млрд лет. Строение месторождения многоярусное. Главная пегматитовая залежь, расположенная в 900-1000 м над гранитным массивом, представлена эллипсоидальным в плане телом широтного простирания. Длина залежи более 1100 м, ширина 460 м, мощность до 85 м. Строение её зональное с четко выраженным кварцевым ядром (рис. 5.2).

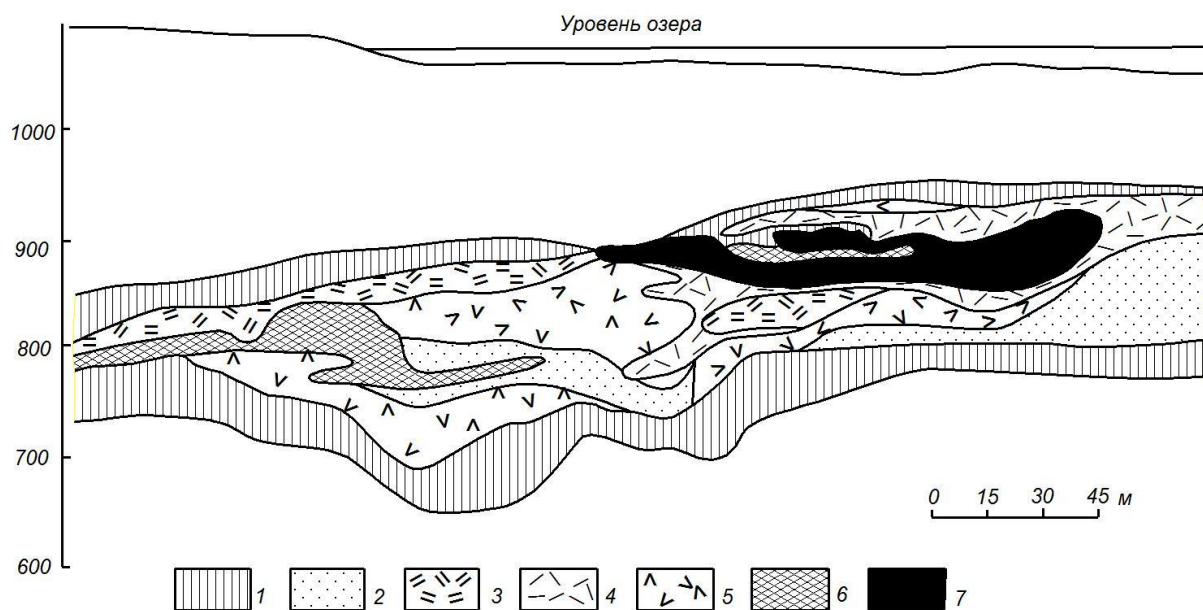


Рис. 5.2. Вертикальный разрез пегматитового тела Танко (месторождение *Берник-Лейк*, Канада) по П. Черний и Р. Фергюсону:

1 – альбит-кварц-микроклиновая зона; 2 – мелкозернистая кварц-альбитовая зона; 3 – микроклин-альбит-кварц-сподуменовая зона; 4 – сподумен-кварц-амблигонитовая зона (с петалитом); 5 – микроклин-альбит-кварцевая зона (с танталовой минерализацией); 6 – кварцевая зона; 7 – поллуцитовая зона

В центральной части залежи расположена поллуцитовая зона со средним содержанием оксида цезия (Cs_2O) 20,4%. Танталовая минерализация приурочена к микроклин-альбит-кварцевой зоне. Среднее содержание Ta_2O_6 в подсчитанных запасах тантала составляет 0,23%. Сподуменсодержащие зоны богаты литием (2,2-2,4% Li_2O).

Камнесамоцветные (хрусталеносные) пегматиты относятся к камерному типу. Они залегают непосредственно в материнских интрузиях, тяготея к их прикровлевой зоне. Такие пегматиты связаны с гипабиссальными

приповерхностными гранитными интрузиями, возникшими в посторогенный этап формирования складчатых областей. Камнесамоцветное сырье приурочено к занорышам и полостям, в которых образуются кристаллы кварца (горного хрусталя), флюорита, топаза, берилла и других минералов. Пегматитовые месторождения камнесамоцветного сырья России сосредоточены в основном на Урале. Известны они в других странах (Украина, Казахстан, Бразилия, Индии, ЮАР и др.). Источником камнесамоцветного сырья являются также некоторые редкометалльные пегматиты. Кроме того, в десицированных корундовых пегматитах иногда встречаются драгоценные разновидности корунда – сапфир и рубин (Карабашское и Борзовское месторождения Урала).

Кристаллокварцевая составляющая некоторых месторождений в пегматитах камерного типа является ценнейшим и дефицитным пьезооптическим сырьем для радиотехнической и оптико-механической отраслей промышленности. Главный мировой поставщик кристаллокварцевого сырья – Бразилия.

Промышленные скопления пьезокварца установлены в пегматитах Коростенского гранитного плутона (Украина). Тела таких пегматитов, как правило, зональные. От их периферии к центру фиксируются следующие зоны (рис. 5.3): графическая (кварц-полевошпатовые пегматиты графической структуры с широкой вариацией форм и размеров минералов), пегматоидная (средне-крупнозернистые кварц-полевошпатовые породы без признаков графической структуры), полевых шпатов (сложена микроклином, участками замещенным альбитом), кварцевая (краевая часть центрального ядра пегматитового тела, сложенная серым, молочно-белым, полупрозрачным и прозрачным массивным кварцем, как правило, трещиноватым и часто полосчатым), свободного роста кварца (полость растворения, выполненная крупными кристаллами кварца, топаза, слюды и других минералов).

Кристаллы кварца внутри полости (пьезооптическое сырье) имеют хорошую огранку; их масса достигает десятков-сотен килограмм, иногда несколько тонн. Объем камер свободного роста кварца 1-30 м³, иногда до 50-60 м³ [7].

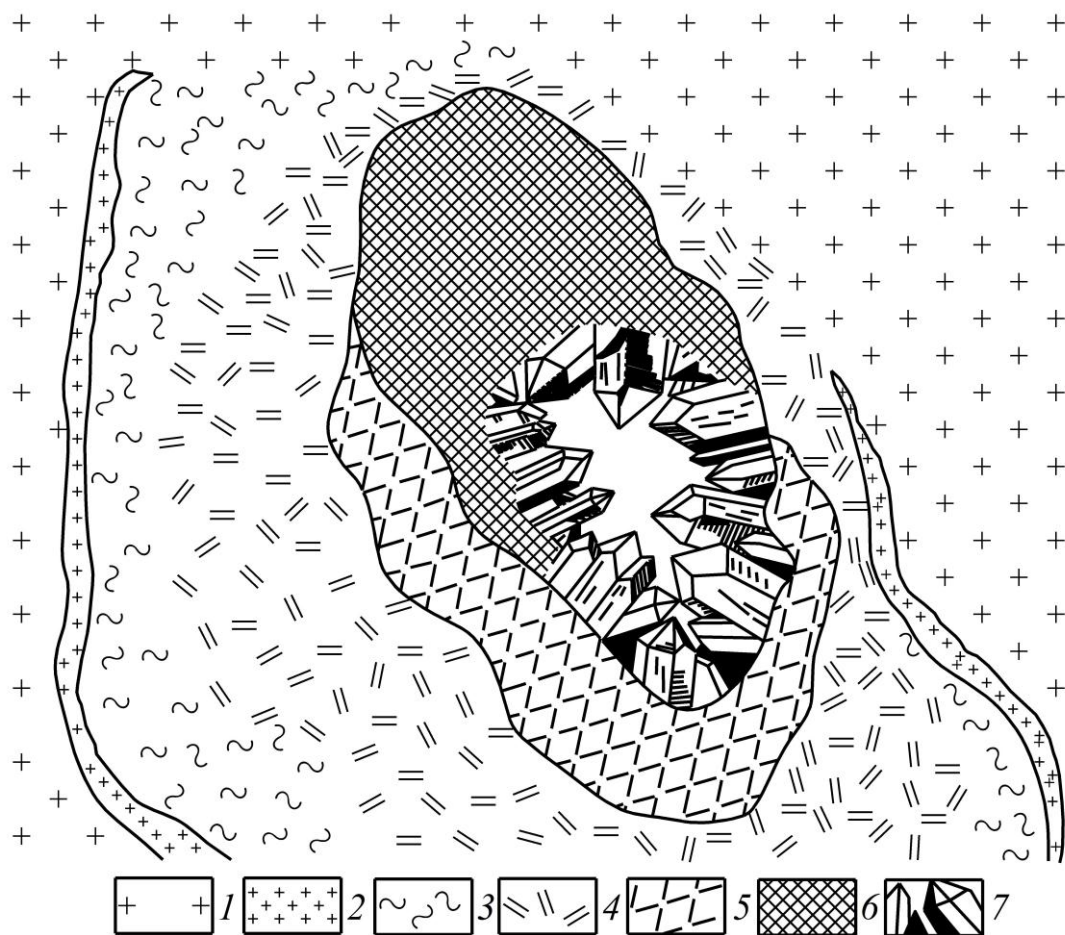


Рис. 5.3. Геологический разрез пегматитового тела по Е.Я. Киевленко:
 1 – гранит; 2 – аплитовая оторочка; 3 – графический пегматит; 4 – пегматоидная зона;
 5 – полевошпатовая зона; 6 – кварцевое ядро; 7 – полость с кристаллами кварца

Глава 6. АЛЬБИТИТОВЫЕ И ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Породы, давшие названия этим месторождениям (альбититы и грейзены), являются продуктами высокотемпературного метасоматоза силикатных пород преимущественно кислого состава. Альбитит – лейко-кратовая мелкозернистая существенно альбитовая порода, содержащая порфировые выделения кварца, микроклина, мусковита, щелочных амфибола (рибекита) и пироксена (эгирина). Грейзен – светлоокрашенная мелко-среднезернистая порода, состоящая главным образом из кварца и мусковита, но часто содержащая также лепидолит, топаз, флюорит, турмалин, касситерит, берилл и другие минералы.

Альбититовые и грейзеновые месторождения объединяет общность происхождения в связи с интрузиями кислых пород. Альбититовые месторождения размещаются в апикальных выступах интрузий, подвергнутых натриевому метасоматозу, а грейзеновые – в эндоконтакте таких выступов и в силикатных породах кровли интрузии. При совместном нахождении альбититовые месторождения вверх по восстанию сменяются грейзеновыми (рис. 6.1). И те, и другие образуются из одних и тех же постмагматических растворов. При этом избыток калия, возникший при альбитизации магматических пород, выносится вверх и связывается в грейзенах. Рудообразующие металлы, содержащиеся в растворах и частично извлеченные ими из пород материнской интрузии, избирательно концентрируются в альбититах (цирконий, ниобий, тантал, торий) и грейзенах (бериллий, литий, олово, вольфрам, молибден). Месторождения формируются при температуре 700-300 °С в условиях малых и средних глубин (1,5-4 км). Несмотря на генетическую близость и случаи совместного нахождения альбититовые и грейзеновые месторождения существенно отличаются друг от друга.

Альбититовые месторождения представляют собой расположенные в апикальных частях материнских интрузий штоки рудоносных альбититов с более или менее равномерной вкрапленностью ценных минералов.

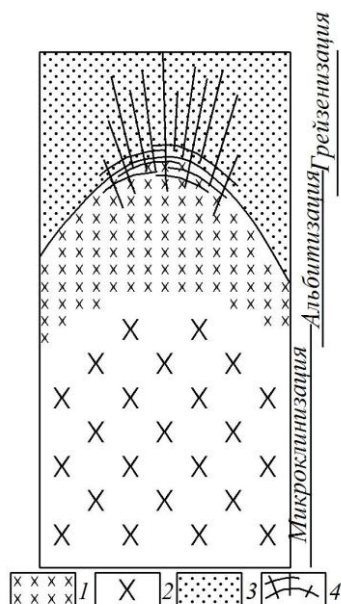


Рис. 6.1. Схема вертикальной зональности альбитит-грейзеновых месторождений по В.И. Смирнову

Площадь штоков достигает нескольких квадратных километров, а глубина распространения – от первых сотен метров до 600 м. Альбититы развиваются в интрузиях нормальных и щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов.

Возраст месторождений – от докембрийского до кайнозойского. Докембрийские месторождения в кристаллическом фундаменте древних платформ ассоциируют преимущественно со щелочными интрузиями, локализованными в зонах глубинных разломов.

В фанерозойских областях завершенной складчатости альбититы связаны главным образом с гранитами, характерной чертой которых является повсеместная и довольно интенсивная калишпатизация.

Минеральный состав альбититов во многом зависит от состава исходных пород. По гранитам нормального ряда развиваются мусковит-микроклин-кварц-альбититовые породы с бериллом, а по субщелочным гранитам – альбититы с литиевыми слюдами (лепидолитом, циннвальдитом) и амазонитом. Рудоносные альбититы по щелочным гранитам имеют биотит – (рибекит) – микроклин-кварц-альбититовый состав с минералами ниобия, циркония и иттрия. По нефелиновым сиенитам образуются нефелин-содержащие альбититы с цирконием, гафнием, ниобием и церием.

Альбититы могут содержать в промышленных концентрациях ниобий, цирконий, литий, бериллий и редкоземельные элементы.

Ниобий сосредоточен в скоплениях минералов изоморфного ряда «колумбит $(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Nb}_2\text{O}_6$ – танталит $(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Ta}_2\text{O}_6$ » и пироклора $\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$ альбититов щелочных пород. Иногда эти скопления достигают крупных размеров. В частности, на месторождении Каффо (Северная Нигерия) запасы Nb_2O_5 составляют 450 тыс. т при содержании около 0,3%.

Цирконий и гафний накапливаются в цирконе (Zr, Hf, Th, U, TR, Ca, Na) [(Si, Al, P, S)×(O, OH)₄], цитролите и малаконе (разновидностях циркона, содержащих Th, U, Hf) альбититов по щелочным породам, в которых суммарная концентрация этих элементов достигает 0,7%.

Литий и рубидий литиевых слюд содержится в альбититах по субщелочным гранитам (до 0,06%).

Бериллий концентрируется в берилле альбититов по нормальным гранитам.

Редкоземельные элементы содержатся в альбититах по щелочным гранитам и нефелиновым сиенитам.

Известные месторождения рудоносных альбититов России подразделяются на две группы. Одна из них объединяет месторождения редко-металльных гранитов и щелочных (субщелочных) гранитоидов, а другая представлена альбититами нефелиновых сиенитов. Для месторождений первой группы характерны тантало-ниобаты в виде изоморфного ряда «колумбит – танталит», а также иттрий и лантаноиды. Примеры месторождений: Орловское, Катугинское (Читинская область), Улуг-Танзекское (Республика Тыва). С альбититами нефелиновых сиенитов связаны месторождения ниобия, содержащегося в пирохлоре. К таковым относится Вишневогорское месторождение на Урале.

Кроме охарактеризованных выше классических альбититовых месторождений встречаются так называемые линейные альбититы, приуроченные к зонам разломов в кристаллическом фундаменте древних платформ, без видимой связи с магматизмом. Природа гидротермальных растворов, обусловивших возникновение линейных альбититов, не ясна. Одни геологи считают их производными скрытых на глубине гранитных интрузий, а другие приписывают им метаморфогенное происхождение. С линейными альбититами связаны промышленные скопления урана.

Ураноносные линейные альбититы известны на многих щитах древних платформ. Типичными представителями урановой формации в линейных

альбититах являются месторождения Кировоградского района на Украинском щите (Северинское, Мичуринское, Ватутинское). Альбититы залегают вдоль тектонических разломов в толще переслаивания гнейсов, мигматитов и анатектических гранитов раннего протерозоя (рис. 6.2). Рудные тела образуют в альбититах линзы и столбообразные штокверки мощностью от нескольких метров до 50 м, обычно 10-15 м. Руды прожилково-вкрапленные со средним содержанием урана около 0,1%. Возраст уранового оруденения по данным изотопных анализов 1700-1600 млн лет.

Грейзеновые месторождения возникают в складчатых областях на заключительном этапе их формирования, в связи с гранитными интрузиями. Абсолютное большинство (95%) известных грейзеновых месторождений образовалось в конце палеозоя и в мезозое (300-80 млн лет). Главная масса грейзенов сосредоточена в апикальных выступах гранитных интрузий и в алюмосиликатных породах их кровли. Иногда они развиваются по карбонатным и ультраосновным породам кровли. Грейзены внутри материнской интрузии (эндогрейзены) распространяются на 300-500 м вглубь от ее кровли, а экзогрейзены могут уходить вверх от кровли интрузии на расстояние от 150 до 1500 м. Размещение грейзенов во многом контролируется трещинными зонами, связанными с формированием материнской интрузии.

Выделяются следующие основные морфологические типы рудных тел: жильный, штокверковый и штоковый.

Жильный тип представлен обычно несколькими системами субпараллельных кварцеворудных жил в окружении грейзенов. Главная масса ценных минералов (молибденита, вольфрамита, касситерита и др.) концентрируется в жилах, а сопровождающие их грейзены несут только мелкую рудную вкрапленность

Штокверковый тип характеризуется наличием многочисленных мелких кварцево – рудных жилок и прожилков в массе грейзенизированных гранитов.

Штоковый тип возникает при массовом метасоматозе значительных объемов пород материнской интрузии. В этом случае рудные минералы

образуют вкрапленность в грейзенах. Зачастую грейзеновые месторождения представлены комбинацией тел перечисленных морфологических типов. При этом жильные зоны локализуются в верхних частях месторождений.

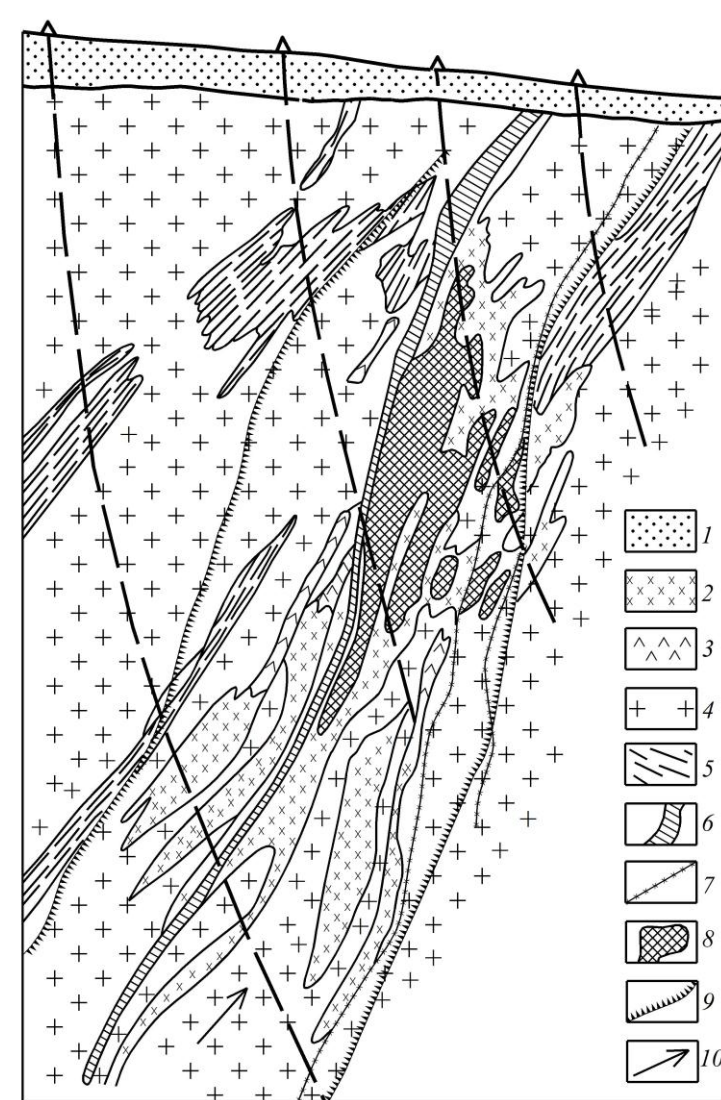


Рис. 6.2. Геологический разрез месторождения ураноносных альбититов по Я.Н. Белевцеву:

1 – отложения осадочного чехла; 2 – альбититы; 3 – сиенитоподобные породы; 4 – граниты и мигматиты; 5 – гнейсы; 6 – Главный разлом; 7 – разрывные нарушения; 8 – ураноносные альбититы; 9 – контуры зоны повышенных значений пористости и проницаемости пород; 10 – направление движения гидротермальных растворов

Грейзеновые месторождения обычно комплексные. В них основные ценные металлы комбинируются по два (олово-вольфрам, вольфрам-молибден, молибден-бериллий, литий-бериллий) или по три (вольфрам-молибден-бериллий). Концентратором олова является касситерит SnO_2 , вольфрама – вольфрамит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, молибдена – молибденит MoS_2 , бериллия – берилл $[\text{Al}_3\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Для грейзеновых месторождений характерна вертикальная зональность,

проявляющаяся в уменьшении с глубиной вольфрама и молибдена, увеличении олова, а также возрастании роли кварц-слюдистых ассоциаций по сравнению с топазовыми. Масштабы месторождений мелкие и средние, редко крупные. Среднее содержание ценных компонентов 0,1-0,5%. На территории России грейзеновые месторождения расположены в Забайкалье (Этыкинское, Спокойнинское), в Якутии (Кестер, Бутугычаг), на Чукотке (Экуг). Они известны также в Бразилии (Питинга), Канаде (Ист-Кемпвилл), Чехии и Германии (группа месторождений Рудных гор): Крупка, Циновец, Альтенберг и др.

Месторождение Циновец (Циннвальд) расположено на границе Чехии и Германии, разрабатывается с конца XIV в. Как и все оловянно-вольфрамовые месторождения Рудных гор оно приурочено к одному из куполовидных выступов (штоков) Рудногорского гранитоидного плутона, в кровле которого залегают вмещающие кварцевые порфиры пермского возраста (рис. 6.3).

Гранитоиды штока интенсивно изменены. Они грейзенизированы, в них активно проявлена калишпатизация, флюоритизация и карбонатизация. Оруденение представлено двумя типами: кварц-циннвальдитовыми жилами в верхней части штока и мощными телами грейзенов [1]. В тех и других присутствует литиевая минерализация. Жилы мощностью 0,3-0,5 м залегают полого и почти параллельного контакту гранитоидов. Грейзеновые тела расположены на 50-80 м ниже зоны жил и залегают также полого, субпараллельно границе штока. Мощность их от долей метра до первых десятков метров, протяженность на глубину до сотен метров. Грейзеновые тела содержат большую часть запасов месторождения. Промышленное оруденение локализовано главным образом в кварц-циннвальдитовых грейзенах (циннвальдит – слюда $\text{KLiFe}_2 + \text{Al}[\text{F}, \text{OH}][\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$). Помимо касситерита и вольфрамита в рудах присутствует шеелит, незначительно представлены арсенопирит, халькопирит, станнин и другие рудные минералы. Основные жильные минералы – кварц, циннвальдит, флюорит, альбит, калиевый полевой шпат.

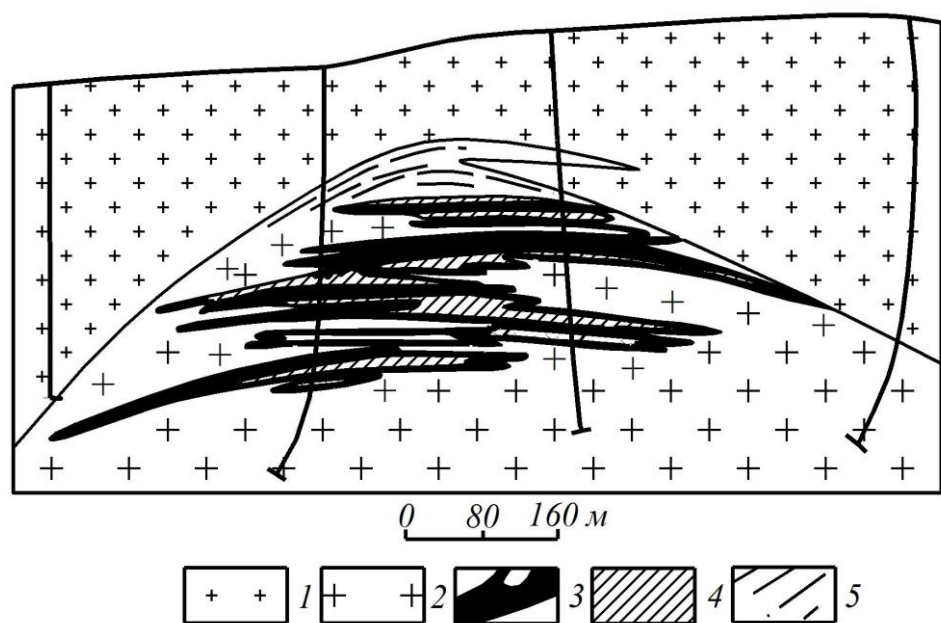


Рис. 6.3. Схематический разрез вольфрам – оловянного месторождения Циновец по И. Янечка, М. Штемироку:

1 – кварцевые порфиры; 2 – шток гранит-порфиров; 3 – грейзены с повышенным содержанием олова; 4 – слабо оруденелый грейзен; 5 – оловоносный грейзен; 6 – кварцево-рудные жилы

Глава 7. СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Скарновыми называются месторождения полезных ископаемых, которые представлены своеобразными метасоматитами (*скарнами* и образованными по ним *апоскарновыми породами*), содержащими в промышленных концентрациях ценные компоненты. Типоморфными минералами скарнов являются высокотемпературные известково-магнезиально-железистые силикаты (гранат, пироксен, форстерит и др.), а апоскарновых пород – образованные в условиях средних и низких температур водные силикаты (эпидот, актинолит, хлорит, серпентин и др.), кальцит и кварц.

Скарны, апоскарновые породы и связанные с ними полезные ископаемые - минеральные образования различных стадий единого процесса, осуществляющегося в условиях регрессивного температурного режима в диапазоне от 900 до 100 °С при переменном составе гидротермальных растворов и изменяющейся окислительно-восстановительной обстановке.

Скарновые месторождения обычно приурочены к зоне контакта интрузии с вмещающими породами преимущественно карбонатного, карбонатно-силикатного, реже силикатного состава. Скарны, образованные по интрузивным породам, называются *эндоскарнами*, а по породам, вмещающим интрузии – *экзоскарнами*. Нередко тела скарнов отходят от интрузии на расстояние до 2 км. Встречаются также скарновые месторождения вне явной связи с интрузиями.

Возраст скарновых месторождений варьирует от протерозойского до кайнозойского. Они широко представлены в складчатых областях и в зонах тектоно-магматической активизации, встречаются на щитах древних платформ.

Скарновые месторождения ранней стадии развития складчатых областей связаны преимущественно с плагиогранитами, являющимися производными базальтовой магмы. В раннюю стадию образовались скарновые месторождения руд железа, меди и кобальта. В соскладчатую (предорогенную) стадию формировались главным образом скарновые месторождения вольфрамовых (шеелитовых) руд в связи с гранодиоритами – умеренно кислыми производными

гранитной магмы корового происхождения. Скарновые месторождения поздней (орогенной) стадии развития складчатых областей ассоциируют с малыми гранитоидными интрузиями. Для этой стадии характерны скарновые месторождения комплексных руд цветных металлов: вольфрам-молибденовые, свинцово-цинковые и др.

В пермо-триасовый этап тектоно-магматической активизации Сибирской платформы образовались многочисленные скарновые месторождения железных руд Тунгусской синеклизы (Восточная Сибирь), связанные с базальтовым (трапповым) магматизмом.

На щитах древних платформ известны скарновые месторождения железных руд, иногда в сочетании с борной минерализацией. Эти месторождения размещаются в гнейсовых комплексах, содержащих прослои мраморов, без явной связи с интрузиями. Отнесение указанных месторождений к скарновым достаточно условно. Не исключено, что многие из них являются продуктами регионального метаморфизма первично осадочных рудных месторождений.

Определенные группы ценных минералов образуются в один из периодов достаточно длительной (до сотен тысяч лет) истории формирования собственно скарнов и апоскарновых пород. По времени отложения ценных минералов относительно скарнообразования различают три типа оруденения: одновременного, сопровождающего и наложенного.

Тип одновременного оруденения характеризуется накоплением ценных минералов непосредственно в период образования скарнов. В этом случае контуры рудных тел совпадают или близки к контурам скарновых залежей, располагаясь внутри них. К такому типу относятся большая часть скарновых месторождений магнетита и боратов.

Тип сопровождающего оруденения представлен некоторыми месторождениями (магнетита, боросиликатов, вольфрамовых руд), в которых отложение ценных минералов сменяет формирование скарновой минеральной

ассоциации. При этом рудные тела занимают лишь часть объема скарновой залежи, располагаясь в оболочке скарнов.

Тип наложенного оруденения связан с проявлением интенсивного гидратного преобразования скарнообразующих минералов и появлением апоскарновых пород, в которых отлагаются ценные минералы. Наложенными являются руды кобальта, меди, молибдена, свинца, цинка, золота, урана. Контуры тел таких руд не совпадают с очертаниями скарнов, а иногда выходят в породы, вмещающие скарны.

С учетом геохимических условий нахождения скарнов Д.С. Коржинским разработаны две основные модели их генезиса: контактово-диффузионная (биметасоматическая) и инфильтрационная.

Контактово-диффузионная модель применима к скарновым месторождениям, образованным в пропитанной растворами зоне горячего контакта двух разных по химическому составу пород (обычно силикатных и карбонатных). В этих условиях скарновые залежи формируются путем биметасоматоза – взаимного метасоматоза контактирующих пород за счет обмена компонентами при их встречной диффузии через поровый раствор.

Инфильтрационная модель предусматривает перенос химических компонентов осуществляющих метасоматоз, горячими восходящими растворами, фильтрующимися по зонам трещиноватости.

В реальной геологической обстановке обычно совокупное проявление контактово-диффузионного и инфильтрационного скарнообразования. Однако ведущую роль при этом играет инфильтрационный метасоматоз.

По типоморфным минеральным ассоциациям, отражающим условия образования скарнов, различают известково-скарновые и магнезиально-скарновые месторождения.

Известково-скарновые месторождения образуются в присутствии известняков или любых кальцитсодержащих пород. Инфильтрационные известковые скарны могут возникнуть также исключительно по силикатным породам в том случае, если скарнирующие растворы обогащены кальцием.

Типоморфными минералами известковых скарнов являются железистые пироксены (диопсид-геденбергитового ряда), гранаты рядаgrossуляр-андрадит, волластонит $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$, скаполит. Апоскарновые породы сложены главным образом эпидотом, актинолитом, хлоритом, кальцитом.

Образование известково-скарновых месторождений происходит в условиях малых глубин (1,5-4 км) после кристаллизации интрузий, в ореоле которых эти месторождения расположены, при температуре 750-200 °С. Собственно скарны и сингенетичные им руды формируются в температурном интервале 750-400 °С. Образование апоскарновых пород и связанного с ними оруденения (частично наложенного) осуществляется при более низких температурах.

Магнезиально-скарновые месторождения образуются в присутствии доломитов. Типоморфными минералами магнезиальных скарнов являются пироксен, шпинель, форстерит, а апоскарновых пород – серпентин, флогопит, клиногумит, магнезиально-железистый хлорит.

Магнезиально-скарновые месторождения складчатых областей располагаются в доломитовых контактах гипабиссальных интрузий. Глубина их формирования 1-4 км. Образования магнезиальных скарнов начинается еще до кристаллизации магматического расплава и происходит в температурном интервале 900-300 °С.

Магнезиально-скарновые месторождения больших глубин (7-10 км) залегают в кристаллическом фундаменте древних платформ во вмещающих доломитовые мраморы толщах метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Возникновение таких месторождений большинство исследователей связывает с региональным метаморфизмом. Образование магнезиальных скарнов обусловлено метасоматическими процессами прогрессивного этапа метаморфизма при температуре 600-900 °С, а апоскарновых метасоматитов и руд – процессами регрессивного этапа метаморфизма при температуре 750-600 °С. Некоторые геологи, признавая в целом изложенную схему формирования магнезиальных скарнов, считают, что

связанное с ними оруденение возникло за счет регионального метаморфизма первично осадочных скоплений рудного вещества.

Известково-скарновый генетический класс представлен следующими основными промышленными типами месторождений: магнетитовым, халькопиритовым, шеелитовым и молибденит-шеелитовым, галенит-сфалеритовым и боросиликатным.

Магнетитовые месторождения в нашей стране широко распространены на Урале (Магнитогорское, Высокогорское, Гороблагодатское, Северо-Песчанское и др.), в Алтае – Саянском регионе (Таштагол, Шалым, Шерегеш и др.), а также в Восточной Сибири (Иркутской области и Красноярском крае) – Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское, Капаевское, Тагарское и др.

Месторождения складчатых областей (Уральской и Алтае-Саянской) представлены главным образом пластообразными, в меньшей степени штокоподобными и неправильной ветвистой формы рудными телами. Длина их по простиранию составляет сотни метров – первые километры, мощность – от первых до многих десятков, иногда первых сотен метров. Месторождения Восточной Сибири залегают в осадочных породах платформенного чехла и приурочены обычно к диатремам. Поэтому форма их рудных тел преимущественно столбообразная, штоковая.

Главные минералы: рудные – магнетит; породообразующие – гранат, пироксен, амфибол, эпидот. Текстуры руд – массивная, пятнистая, полосчатая, вкрапленная. Для руд, локализованных в диатремах, характерны брекчиевидная и брекчиевидно-вкрапленная текстура, иногда оолитовая и кокардовая. Среднее содержание железа в рудах различных месторождений колеблется от 28 до 46%.

Некоторые магнетитовые месторождения складчатых областей содержат в промышленных концентрациях кобальт, который накапливается либо в пирите на ранней стадии скарнообразования (Высокогорское месторождение), либо образует собственные минералы (преимущественно кобальтин) в ассоциации с кварцем и карбонатами в апоскарновых породах (Дашкесан в Азербайджане).

Магнетитовые месторождения в известковых скарнах известны во многих странах мира – Казахстане, Болгарии, Румынии, Китае и др.

Халькопиритовые месторождения ассоциируют с магнетитовыми скарновыми месторождениями складчатых областей. По масштабам они обычно небольшие. Рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами – халькопиритом, пирротин, борнитом Cu_5FeS_4 , иногда сфалеритом и молибденитом. Сульфидное оруденение явно наложено на скарны. Месторождения этого типа немногочисленны. Они известны на Урале (Турьинские рудники), в Казахстане (Саяк 1, Чатыркуль) и в некоторых других странах.

Месторождение Саяк 1 залегает в толще вулканогенно-осадочных пород нижнего и среднего карбона, включающей пачку известняков мощностью до 150-200 м. Эта толща образует асимметричную антиклиналь, восточное крыло которой ограничено интрузивом гранитоидов верхнего карбона, с которым генетически связаны установленные на месторождении многочисленные дайки диоритовых и диабазовых порфиров, гранодиорит-порфиров (рис. 7.1). Контакт интрузива круто падает к западу, местами к востоку. В экзоконтакте интрузива развиты гранат-пироксеновые скарны, образовавшиеся по известнякам в виде зоны длиной 3 км при ширине 0,5-1 км.

Выделяются два типа рудных тел: линзообразные залежи мощностью до 50 м массивных (сплошных, густовкрапленных) руд в скарнах и линейные зоны мощностью до 10-15 м прожилково-вкрапленного оруденения в гранитоидах. Падение рудных тел крутое на восток до субвертикального. Главную промышленную ценность составляют рудные тела первого типа, в которых сосредоточены основные запасы меди. Главные минералы руд: халькопирит, магнетит, борнит, пирротин, арсенопирит, кобальтин, молибденит; из породобразующих – гранат, пироксен, скаполит, актинолит, эпидот, кварц, хлорит. Руды месторождения комплексные. Основное промышленное значение имеет медь, второстепенное – молибден, кобальт, висмут, селен, теллур, железо в форме магнетита.

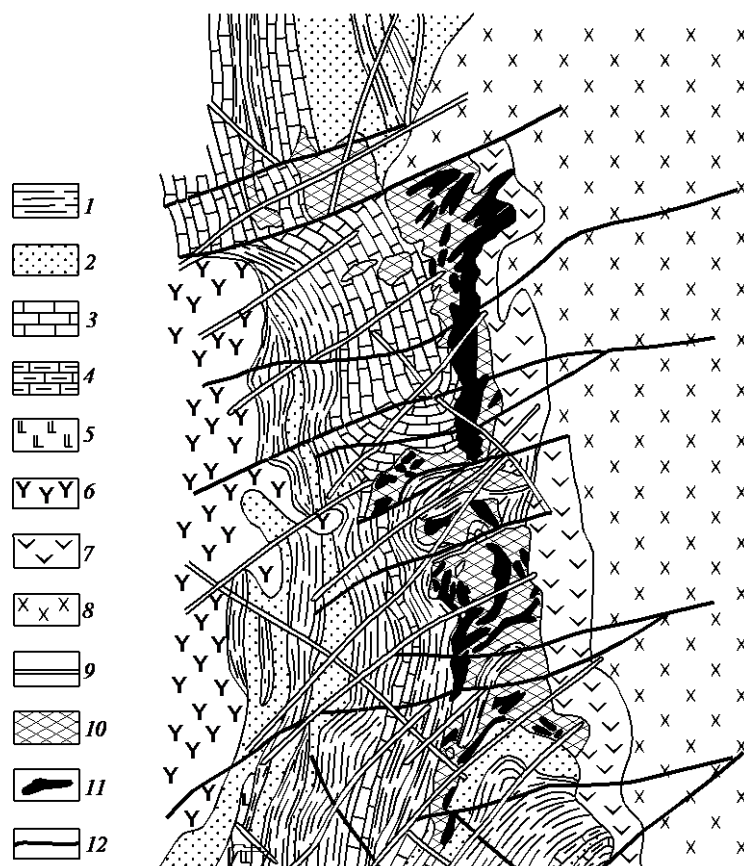


Рис. 7.1. Схематическая геологическая карта месторождения Саяк 1
по Г. Бурдукову и Ю. Тарновскому:

1-4 – нижнесреднекаменноугольные отложения (1 – туфоалевролиты, 2 – песчаники, 3 – известняки, 4 – извесковистые туфоалевролиты); 5 – субвулканические тела диорит-порфириров; 6 – пермские эффузивы среднего и основного состава; 7-8 – верхнекаменноугольные интрузивные породы (7 – диориты, 8 – гранодиогиты и кварцевые диориты); 9 – дайки диоритовых порфириров; 10 – скарны; 11 – рудные тела; 12 – тектонические нарушения

Шеелитовые и молибденит-шеелитовые месторождения представлены обычно залежами пластообразной формы и линзами, реже трубо- и жиллообразными телами. Размеры пластообразных залежей достигают по простиранию до 600-1000 м, по мощность до нескольких десятков метров, в раздувах – до 200 м. Главные минералы: рудные – шеелит CaWO_4 , молибдошеелит $\text{Ca}(\text{W},\text{Mo})\text{O}_4$, молибденит, пирротин, халькопирит, сфалерит, магнетит; породообразующие – гранат, пироксен, волластонит, амфибол, кварц. Текстуры руд – массивная, брекчиевидная, прожилково-вкрапленная, полосчатая.

В России выявлены крупные месторождения рассматриваемого типа: шеелитовые в Приморском крае (Восток-II) и молибденит-шеелитовые в

Кабардино – Балкарии (Тырныауз). Аналогичные месторождения известны в Южной Корее (Санг-Донг), Китае (Хуанподи, Янцзы-Чшанза), Марокко (Азгур), США (Пайн-Крик) и в других странах.

Галенит-сфалеритовые месторождения размещаются в скарновых залежах, образованных в связи с гипабиссальными мелкими гранитоидными интрузиями. Форма таких залежей пластообразная, линзовидная, жиллообразная. Они протягиваются на многие сотни метров при мощности десятки метров. Наложенное галенит-сфалеритовое оруденение образует в них тела более сложной морфологии (линзы, столбы, гнезда размером по простиранию и падению сотни метров при мощности 1-10 м). Главные минералы: рудные – сфалерит, галенит пирротин, пирит; породообразующие – геденбергит, кварц, кальцит, гранат. Продуктивная сульфидная минеральная ассоциация образовалась при температурном режиме 250-150 °С. Текстура – массивная, полосчатая, сфероидная, друзовая. Крупные галенит-сфалеритовые месторождения известны в Приморском крае (Верхнее, Николаевское) и за рубежом – в Казахстане (Аскоран), Узбекистане (Алтын-Топкан, Кансай), Мексике (Аль-Потоси) и в других странах.

Месторождение Верхнее (Приморский край) сложено толщей верхнетриасовых известняков, на которую по Главному разлому надвинуты кварцевые порфиры верхнемелового возраста. Оруденение приурочено к зоне надвига (рис. 7.2). Рудное тело имеет форму ветвящейся трубообразной залежи, несколько сплюснутой и вытянутой вдоль Главного разлома. Прослежено на глубину 600 м. Длина его по поверхности земли 400 м, с глубиной она сокращается, но мощность при этом возрастает до 60 м.

Возраст месторождения палеогеновый. Минералообразование протекало в четыре стадии: 1) прерудную скарновую – волластонит-гранатовую (свыше 600 °С), 2) скарново-сульфидную (600-400°С), 3) сфалерит-галенитовую (350-120°С), 4) халцедон-кальцитовую (100-20°С). Скарны первой стадии – волластонит-гранатовые, а второй – гранат-геденбергитовые. Текстура руд – массивная, полосчатая и друзовая; структура – зернистая, сферолитовая и

колломорфная. Главные минералы: рудные – сфалерит, галенит и пирротин, жильные – геденбергит, кварц и кальцит; второстепенные: рудные – халькопирит, арсенопирит, пирит, марказит; жильные – гранат, аксинит, волластонит и др.

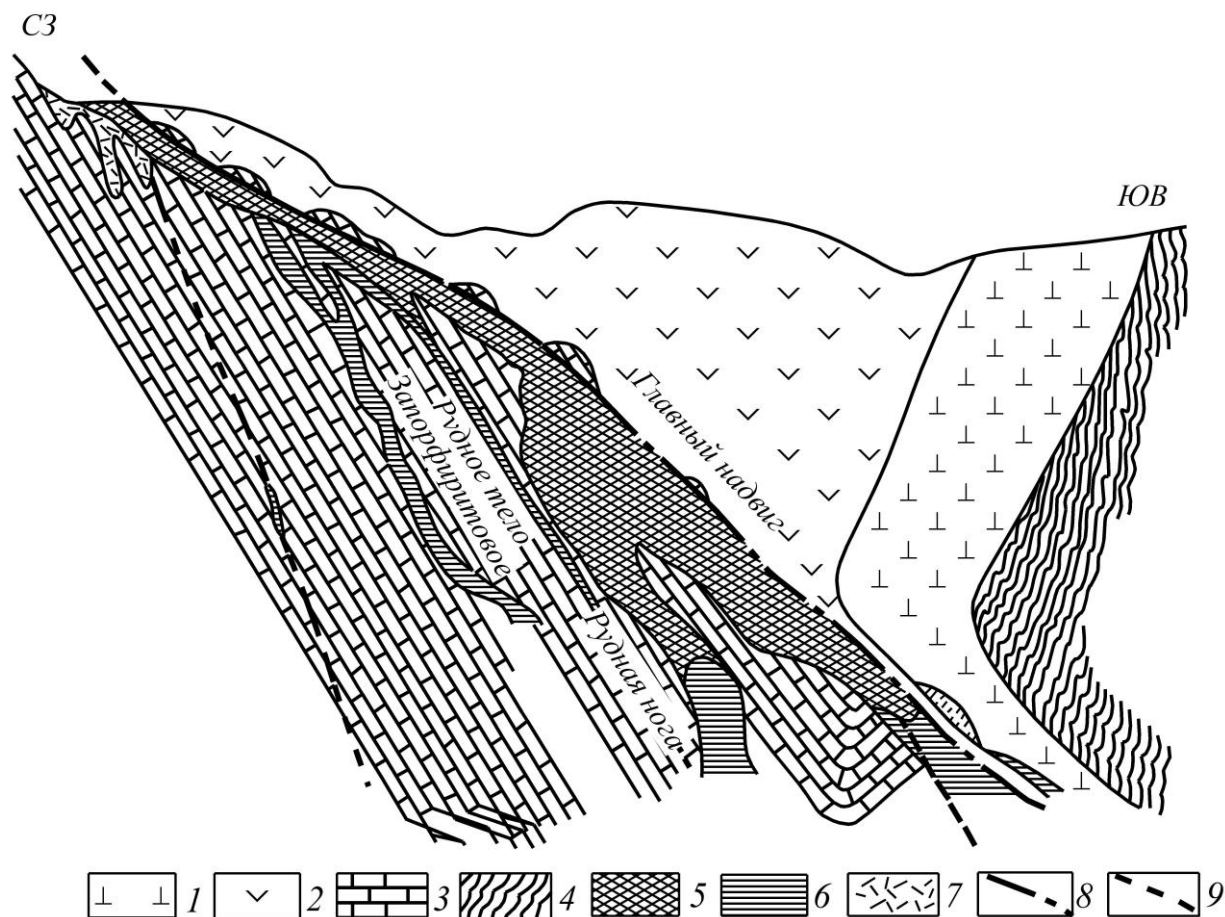


Рис. 7.2. Схематический геологический разрез месторождения Верхнего по И. Томсону и Н. Мозговой:

1 – андезиты; 2 – кварцевые порфиры; 3 – известняки; 4 – кремнистые сланцы; 5 – скарновое рудное тело; 6 – проекция рудного тела; 7 – окисленная руда; 8 – разломы (а – установленные, б – предполагаемые)

Боросиликатные месторождения локализуются в краевых частях мезокайнозойских вулканических поясов в связи с их альпийской тектономагматической активизацией. Возраст месторождения – палеогеновый. Форма залежей – пластообразная, линзовидная. Рудой является пироксен-волластонитовые скарны, в которых содержатся боросиликаты: датолит $\text{Ca}[\text{BSiO}_4(\text{OH})]$ и данбурит $\text{Ca}[\text{BSi}_2\text{O}_8]$. Содержание в рудах B_2O_3 6-12%. Боросиликатные месторождения известны в России (Дальнегорское в Приморском крае) и некоторых других странах.

Магнезиально-скарновый класс представлен главным образом магнетитовыми и борат-магнетитовыми месторождениями.

Магнетитовые магнезиально-скарновые месторождения встречаются в складчатых областях. Магнетитовое оруденение в шпинель-пироксеновых и форстеритовых скарнах формируется близко одновременно со скарновыми минералами в диапазоне температур 850-750 °С. Магнетитовые руды в апо-скарновых флогопитовых и клиногумит-флогопитовых породах образуются при температуре 600-450 °С, а серпентин-магнетитовые руды – около 400 °С.

По форме рудных тел, текстурно-структурным особенностями руд и уровню концентрации в них железа рассматриваемые месторождения аналогичны известково-скарновым. Магнетитовые магнезиально-скарновые месторождения немногочисленны и небольшие по размеру. Примеры таких месторождений – Темиртау и Верхний Уч Julien в Кемеровской области, Тейское в Республике Хакасия.

Борат-магнетитовые месторождения известны в кристаллическом фундаменте древних платформ. Они представлены телами пластообразной и линзовидной формы, залегающими в целом согласно с вмещающим породами. Ценными минералами руд являются магнетит и бораты – людовигит $(\text{Mg,Fe})_2\text{Fe}^{3+}\text{O}_2[\text{BO}_3]$, ашарит $\text{Mg}[\text{HBO}_3]$, а породообразующими - форстерит, клиногумит, серпентин, флогопит, хлорит. Крупное месторождение данного промышленного типа (Таежное) расположено в Республике Саха-Якутия.

Глава 8. СОБСТВЕННО ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Собственно гидротермальные месторождения в отличие от других месторождений гидротермальной группы (альбитит-грейзеновых и скарновых) характеризуются преобладанием жильных и штокверковых рудных тел, а также большим разнообразием минеральных типов окolorудных измененных пород, среди которых доминируют среднетемпературные (400-300°C) метасоматиты.

Вместе с тем между альбитит-грейзеновыми и скарновыми месторождениями, с одной стороны, и собственно гидротермальными, с другой, нет резкой границы. Грейзеновые месторождения обычно сопровождаются собственно гидротермальными кварц-рудными жильными системами, образующимися на заключительной стадии формирования грейзенов. Процесс скарнообразования при понижении температуры переходит в собственно гидротермальный, который нередко сопровождается жильным или штокверковым оруденением.

Для лучшего понимания сути рудогенерирующих процессов необходимо знать, что такое гидротермальные растворы и гидротермальная система, какова связь гидротермальных месторождений с ассоциирующими интрузиями. *Гидротермальные растворы* - многокомпонентные горячие газовой-жидкие водные растворы, образующие восходящие потоки в недрах Земли. Они приурочены к зонам активного проявления тектонических движений и магматизма в земной коре. Местоположение этих зон в различные геологические эпохи разное.

Вода гидротермальных растворов имеет смешанное происхождение. Ее источники - верхняя мантия, магматические расплавы; осадочные породы, подвергшиеся метаморфизму (дегидратации), поровые (вадозные) и инфильтрационные воды глубокой циркуляции. Минеральное вещество гидротермальных растворов также полигенно. Его источники - продукты дегазации верхней мантии, магматические расплавы в земной коре; горные породы, сквозь которые просачиваются гидротермальные растворы, и содержащиеся в этих породах минерализованные подземные воды.

Основными компонентами гидротермальных растворов, кроме воды, являются хлориды щелочей (преимущественно натрия), уголекислота и кремнезем. В существенно меньших концентрациях присутствуют сульфат-ион, фтор, кальций и магний, иногда соединения серы. Тяжелые металлы (Fe, Cu, Co, Ni и др.) переносятся гидротермальными растворами в форме комплексных соединений (хлоридных, бисульфидных, бикарбонатных и др.), что обеспечивает довольно высокую (до 1г/л) концентрацию этих металлов в растворах и формирование из них крупных месторождений. Таким образом по своему физико-химическому состоянию гидротермальные растворы являются преимущественно комплексными ионно-молекулярными. Газовая составляющая растворов представлена водородом, азотом, метаном и другими углеводородами, а также летучими соединениями серы, азота, хлора и бора. По концентрации растворенного минерального вещества гидротермальные растворы изменяются от слабоконцентрированных (первые масс. %) до рассолов (40-50 масс. %).

Собственно гидротермальные процессы протекают в температурном интервале 400-500°С и давлении не более 1,8 Кбар. Как правило, развитие гидротермальных процессов, обусловленных одним потоком растворов, происходит регрессивно - от высоких значений температуры и давления к низким (фоновым для данной глубины) значениям этих параметров. Гидротермальные месторождения полезных ископаемых являются продуктами функционирования в земной коре гидротермальных систем.

Гидротермальная система – восходящий поток гидротермальных растворов и вмещающая его среда (массив горных пород, через который движутся растворы, и захороненные в этих породах подземные воды). Такие системы при определенных условиях возникают в земной коре, развиваются в пространстве и времени, а затем исчезают. Время их существования - от сотен тысяч до первых миллионов лет.

В любой гидротермальной системе по вертикали (снизу вверх) можно выделить три зоны: корневую (зарождения растворов), транзитную (переноса

тепла и вещества) и разгрузки (гидротермального изменения первичных пород и отложения минеральных масс).

В общем случае гидротермальная система характеризуется значительным пространственным разобщением зон зарождения и разгрузки растворов, большой протяженностью по вертикали всех трех зон, составляющих систему. В зонах своего зарождения и транзита растворы обогащаются компонентами вмещающих пород, смешиваются с залегающими в них подземными водами, но в целом оставляют эти породы практически неизменными. Вертикальный размах сферы активного проявления гидротермальных процессов (зоны разгрузки или образования месторождений) – от глубины примерно 5 км до земной поверхности.

В зоне разгрузки растворы вступают в реакцию с вмещающими породами, преобразуют их и отлагают в порах и пустотах минеральное вещество. Основная причина указанных процессов – уменьшение температуры и связанное с ним изменение кислотно-щелочных, окислительно-восстановительных и других свойств гидротермальных растворов.

При этом металлоносные комплексные соединения распадаются на простые ионы и образуют труднорастворимые соединения, выпадающие в осадок. В приповерхностных условиях возможен переход ионно-молекулярных растворов в коллоидные, из которых минеральное вещество выпадает в форме геля, а из него затем кристаллизуются метакolloидные образования с характерными колломорфными текстурами (натечной, почковидной и др.).

Доказательством широкого развития в земной коре гидротермального минерагенеза является существование современных гидротермальных систем. Изучение таких систем позволяет лучше понять генезис гидротермальных месторождений прошлых эпох. Современные гидротермальные системы приурочены к глобальным континентальным и океаническим поясам тектоно-магматической активности – зонам рифтов и молодой альпийской складчатости. Подобные системы широко развиты в четвертичных вулканических поясах Аляски, Камчатки, Курильских островов, Японии, Новой Зеландии, а также в

срединно-океанических хребтах и континентальных рифтах (Восточно-Африканском, Красноморском, Байкальском).

Температура современных гидротерм на глубине нескольких сотен метров достигает 200-300 °С, а в зоне разгрузки на земной поверхности 50-95 °С. Гидротермы по составу обычно хлоридно-натриевые с сероводородом и углекислотой, богатые кремнеземом, иногда соединениями бора, содержат многие металлы: ртуть, сурьму, медь, цинк, мышьяк, свинец, серебро, золото и другие. Для современного гидротермального минерогенеза характерны киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит, золото, сера, ассоциирующие с опалом и глинистыми минералами. Гидротермальные изменения горных пород проявлены в виде опализации, аргиллизации (образования глинистых минералов – каолинита, монтмориллонита и др.), цеолитизации, адуляризации.

Для собственно гидротермальных месторождений характерны более сложные по сравнению с альбитит-грейзеновыми и скарновыми месторождениями пространственные и генетические связи с интрузиями. Они могут находиться как внутри интрузий, так и в удалении от них на многие километры. При этом доминирует парагенетическая связь месторождений с ассоциирующими интрузиями.

Основные критерии парагенетической связи собственно гидротермальных месторождений с ассоциирующими интрузиями: одновозрастность тех и других, приуроченность к одним и тем же геологическим структурам; геохимическое родство. Последнее проявляется: 1) развитием в рудах и изверженных породах одних и тех же изотопов химических элементов, которые обычно накапливаются в акцессорных минералах пород; 2) повышенным содержанием (в 1,5-2 и более раз выше кларка) рудообразующих элементов в изверженных породах. Для каждого такого элемента существует один или несколько минералов – концентраторов. Например, биотит-главный концентратор олова, тантала и ниобия; полевые

шпаты – свинца, отчасти молибдена и вольфрама; сфен – редких земель, урана, молибдена, вольфрама.

Критерием генетической связи собственно гидротермальных месторождений с интрузивным массивом при наличии признаков их парагенетической связи является зональное размещение указанных месторождений относительно этого массива, а также относительно альбитит-грейзеновых и скарновых месторождений, для которых данный массив является материнским. Такая зональность обычно наблюдается вокруг неглубоко срезанных магматических куполов. При этом по мере удаления от интрузива фиксируется смена высокотемпературных рудных образований более низкотемпературными, вследствие чего группы месторождений, обладающих сходным минеральным составом руд, последовательными зонами опоясывают интрузив.

На гидротермальных месторождениях рудные тела, как правило, ассоциируют с дайками изверженных пород. Совместное нахождение рудных тел и даек обусловлено чаще всего их парагенетической связью с общим глубинным магматическим очагом и приуроченностью к единой геологической структуре.

Различают дайки дорудные, инtrarудные (разделяющие своим внедрением стадии гидротермального рудогенеза) и послерудные. Если наблюдается несколько этапов внедрения даек, то обычно в начале формируются дайки кислого состава, а затем основного. Обратная последовательность внедрения даек кислого и основного состава наблюдается редко.

Рудные тела могут располагаться параллельно дайкам или сменять их по простиранию в пределах одной системы трещин, пересекать дайки или пересекаться ими, локализоваться в приконтактной зоне даек. Иногда прожилково-вкрапленное оруденение развивается в теле даек.

По условиям образования собственно гидротермальные месторождения подразделяются на плутогенные (глубинные) и вулканогенные

(приповерхностные), среди которых часто выделяют высокотемпературные (500-300 °C), среднетемпературные (300-200 °C) и низкотемпературные (200-50 °C). Такие месторождения возникали в различные геологические эпохи – от архея до кайнозоя.

Плутоногенные гидротермальные месторождения встречаются преимущественно в ассоциации с кислыми гипабиссальными интрузиями, которые формировались в среднюю и особенно в позднюю стадии развития геосинклиналей, а также в периоды тектоно-магматической активизации платформ. Глубина образования месторождений 1-5 км. Вертикальный размах оруденения до 1-2 км. Рудные тела представлены изометричными, плоскими и трубообразными формами, часто в виде жил и штокверков.

Плутоногенное гидротермальное рудообразование сопровождалось изменением боковых пород. При этом по кислым, средним и основным магматическим породам, а также алюмосиликатным осадочным и метаморфическим породам, развивается микроклинизация, альбитизация, мусковитизация, серицитизация, хлоритизация и окварцевание. Ультраосновные породы подвержены главным образом серпентинизации, листвени-тизации и оталькованию. Кроме того, независимо от состава исходных пород, может быть проявлена карбонатизация, пиритизация или гематитизация.

Спектр промышленных типов плутоногенных гидротермальных месторождений очень обширный. Он включает многочисленные типы месторождений золота, цветных металлов, урана, а также неметаллического минерального сырья (хризотил-асбеста, талька, флюорита, барита и др.). Кратко охарактеризуем некоторые из наиболее важных промышленных типов: золото-кварцевый, золото-сульфидно-кварцевый, вольфрамит-кварцевый, меднопорфировый и молибден-порфировый, галенит-сфалеритовый (полиметаллический).

Золото-кварцевые месторождения обычно связаны с массивами гранитоидов, сопровождаемыми сериями даек. Возраст месторождений – от

позднеархейского до раннемелового. Рудные тела представлены простыми и сложными жилами, в том числе седловидными, приуроченными к шарнирам складок, а также штокверками. В составе руд преобладает кварц. Доля остальных минералов, главным образом сульфидов (преимущественно пирита, пирротина и арсенопирита), не превышает 2 %. Содержание золота 1-10 г/т, редко более. Текстура руд массивная и прожилковая, структура зернистая. В России к этому типу относятся месторождения Советское (Красноярский край), Нежданинское (Магаданская область) и ряд других. Крупные золото-кварцевые месторождения известны в Узбекистане (Мурунтау), Австралии (Бендиго), США (Юрека, Мазер Лоуд, Джуно) и Гане (Ашанти, Престеа).

Месторождение Мурунтау представлено рудным штокверком в массиве алевролитов и филлитовидных сланцев позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста, смятых в пологие складки и расчлененных крутопадающими разрывными нарушениями. В составе штокверка выделяются круто- и пологопадающие кварцево-жильные зоны (рис. 8.1).

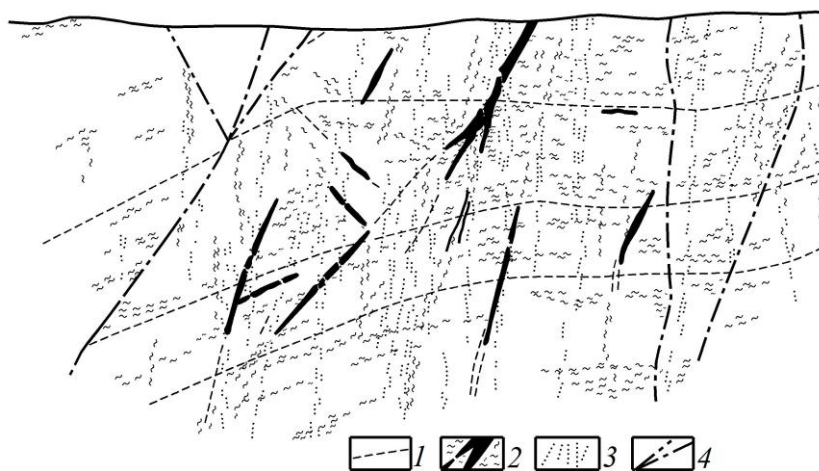


Рис. 8.1. Рудный штокверк Мурунтау (разрез) по С. Шеру:

1 – границы пачек с различными соотношениями филлитовидных сланцев и алевролитов;
2 – кварцевые жилы и прожилки; 3 – кварц-сульфидные прожилки; 4 – тектонические нарушения

Крутопадающие зоны имеют размеры в раздувах до 15-20 м и отличаются высоким содержанием золота. Примыкающие к ним пологие, согласные со слоистостью вмещающих пород зоны, характеризуются более низким

содержанием золота и сложным его распределением. Золото образует мелкие, частично дисперсные выделения в кварците, а также короткие прожилки, округлые зерна и дендриты. Среднее содержание в рудах сульфидов, главным образом пирита и арсенопирита, составляет 0,5-1,5%. Нерудная минерализация представлена кварцем с небольшим количеством калиевого полевого шпата, биотита, кальцита и альбита.

Золото-кварц-сульфидные месторождения характеризуются более широким по сравнению с золото-кварцевыми развитием в рудах сульфидов (до 20%). Кроме пирита, арсенопирита и пирротина, в них присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды. Преобладающая форма рудных тел – сложные жильные системы. Месторождения формировались на завершающих стадиях развития складчатых поясов или на этапах тектоно-магматической активизации древних платформ. Часто такие месторождения приурочены к очагово-купольным структурам с магматизмом от габбро-диоритового до гранит-сиенитового.

Примерами золото-кварц-сульфидных месторождений в России являются Дарасунское (Восточное Забайкалье), Кочкарское и Березовское (Южный Урал).

Вольфрамит-кварцевые месторождения по условиям локализации тесно связаны с грейзеновыми месторождениями. Возраст их также преимущественно позднепалеозойский – кайнозойский. Обычно они располагаются в породах кровли над куполовидными выступами гранитоидных интрузий. Рудные тела представлены системами жил и штокверками. Протяженность жил десятки сотни метров, мощность 0.5-1 м. Системы жил прослеживаются на несколько километров. Глубина развития промышленного оруденения 300-500, иногда до 800 м. Размеры штокверков в поперечнике 400-1000м.

Руды по составу комплексные. Главные минералы: рудные – вольфрамит, касситерит, шеелит, молибденит, висмутин, а жильные – кварц (абсолютно преобладает), турмалин, плагиоклаз, мусковит, микроклин, топаз. Наиболее крупные месторождения России разведаны на Чукотке (Иультин) и в Забайкалье (Холтосон, Букука). Их аналоги известны в Португалии

(Панаскуейра), Великобритании (Корнуолл), Франции (Бельфор), Канаде (Ред-Роуз) и других странах.

Месторождение Иультин расположено в надкупольной зоне познемелового гранитного массива (рис. 8.2), сложенной ороговикованными песчаниками, сланцами и конгломератами верхнепермского возраста, подвергнутыми околорудному метасоматозу, выраженному в основном окварцеванием и серицитизацией. В пределах месторождения кровля массива находится на глубине 300-370 м от поверхности. Оруденение представлено крутопадающими и субвертикальными жилами мощностью 0,3-1 м и протяженностью по простиранию до 100-150 м, а по падению 50-70 м. В качестве рудных тел выделены группы сближенных кулисообразно расположенных жил, сложенных в основном кварцем, мусковитом, вольфрамитом и касситеритом с незначительной долей топаза, альбита, флюорита и сульфидов (халькопирита, пирита, пирротина, арсенопирита). Установлено более 100 таких тел протяженностью до 1250 м, прослеженных по падению от десятков до 330 м. С глубиной рудные жилы, попадая в граниты, быстро уменьшаются в мощности и становятся непромышленными.

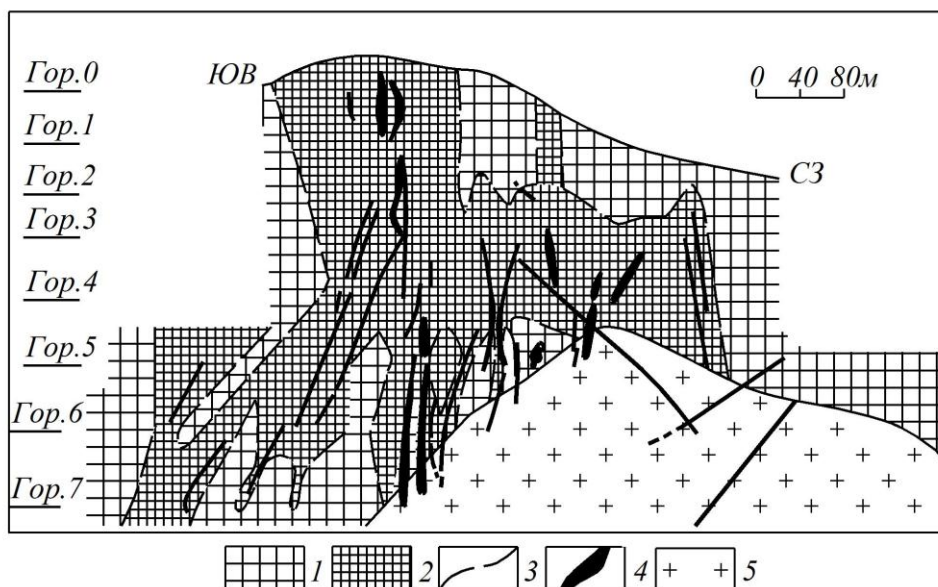


Рис. 8.2. Схематический геологический разрез месторождения *Иультин* по Д. Дудкину и др.:

1 – зона гидротермальных изменений рудовмещающих пород; 2 – зона околорудного метасоматоза; 3 – границы зон 1, 2; 4 – рудные тела; 5 – шток гранитов, участками грейзенизированных

Медно-порфировые месторождения связаны с гипабиссальными интрузиями порфировых гранитоидов, по структурному облику которых эти месторождения получили свое название. Они приурочены обычно к позднегеосинклинальным вулкано-плутоническим поясам. Наиболее древние из них образовались в девоне, но основная масса меднопорфировых месторождений возникла в позднем мелу – позднем неогене. Эти месторождения характеризуются прожилково-вкрапленным штокверковым оруденением в эндо- и экзоконтактных зонах порфировых штоков, устойчивым минеральным составом руд, большими запасами. В некоторых медно-порфировых месторождениях присутствуют золото или молибденит, которые извлекаются попутно. Главные минералы: рудные – пирит, халькопирит, борнит, магнетит, молибден, галенит, сфалерит; жильные – кварц, серицит, ортоклаз, биотит, каолинит.

Форма рудных штокверков в плане овальная, кольцевая, иногда линейно-вытянутая; в разрезе – столбообразная, конусовидная, трубообразная, иногда пластообразная. Размеры рудных залежей: площадь – до нескольких квадратных километров, объем – до 1 км³, иногда более. Запасы крупных месторождений более 4 млн т, а уникальных (Чукикамата и Эль-Тениенте в Чили) – свыше 20 млн т меди. Среднее содержание меди 0,5-1,5%, молибдена 0,01-0,05%.

Строение рудных штокверков обычно концентрически-зональное. В центре их располагается «кварцевое ядро» со слабым проявлением прожилково-вкрапленного медно-молибденового оруденения. Внутренние зоны окружают указанное ядро в виде колпака. Они выражены интенсивным изменением пород (калишпатизацией, биотитизацией, окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией) и вмещают основную массу промышленных руд (вкрапленных и прожилково-вкрапленных). Внешние надрудные и фланговые зоны характеризуются низкотемпературным метасоматозом вмещающих пород с образованием алунита, кварца (опала) и глинистых

минералов (монтмориллонита, каолинита и др.). В этих зонах наблюдается преимущественно жильная полиметаллическая минерализация.

Медно-порфировые месторождения сосредоточены в трех рудных поясах: Тихоокеанском мезо-кайнозойском (Чили, Перу, Мексика, США, Канада, Россия), Средиземноморском кайнозойском (Югославия, Болгария, Армения, Турция, Иран, Афганистан, Западный Пакистан, Северная Индия) и Казахстанско-Монгольском герцинского и частично каледонского возраста (Казахстан, Узбекистан, Тува, Монголии, Китай). Наиболее продуктивным является Тихоокеанский пояс. Всего известно около 150 медно-порфировых месторождений. Из числа самых известных можно назвать Коунрад (Казахстан), Каджаран (Армения), Кальмакыр (Узбекистан), Песчанка (Чукотка), Чукикамата и Эль-Тениенте (Чили), Бингем и Сан-Мануэль (США).

Молибден-порфировые месторождения по условиям локализации, форме рудных тел и характеру оруденения близки к описанным выше меднопорфировым. Главные минералы: рудные – пирит и молибденит; жильные – кварц и серицит. Широко развиты также полевые шпаты, биотит, эпидот, хлорит, каолинит, флюорит. В медно-молибденовых месторождениях к указанным выше рудным минералам присоединяются вольфрамит, касситерит, халькопирит, борнит, блеклые руды, галенит, сфалерит.

Среднее содержание молибдена в молибден – порфировых месторождениях 0,05-0,5, в медно-молибден-порфировых – от 0,005 до 0,025%. Кроме того, в рудах многих месторождений рассматриваемого типа содержатся золото, серебро, рений, селен, теллур, висмут, которые могут быть извлечены попутно.

Молибден – порфировые месторождения в России известны на Дальнем Востоке (Умалта), в Забайкалье (Жирекен, Шахтама, Бугдая), а медно-молибден-порфировые – в Кузнецком Алатау (Сорское). Крупнейшие молибден-порфировые месторождения находятся в США (Кляймакс, Гендерсон).

Месторождение Кляймакс (штат Колорадо) залегает в массиве докембрийских гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев, прорванном дорудным штоком кварцевых порфиров палеогенового возраста, сформированным в четыре фазы, каждая из которых сопровождалась дайками и гидротермальной минерализацией. Основные запасы руд сосредоточены в прослеженном на глубину 800 м теле Верхнем, имеющим в плане кольцевую, а в разрезе дугообразную форму (рис. 8.3).

Средняя мощность кольца 250 м, внутренний диаметр 210 м. Главные минералы: рудные – пирит, молибденит; жильные – кварц, серицит; второстепенные – халькопирит, вольфрамит, касситерит, сфалерит, монацит, топаз, кальцит, родохрозит, ортоклаз. Текстура руд прожилковая, структура зернистая.

Четко фиксируется концентрическая зональность (см. рис. 8.3) Центральная зона мощностью 120-300 м представлена главным образом массивным мелкозернистым кварцем. Промежуточная зона мощностью 100-400 м отличается развитием кварц-молибденитовых и кварц-молибденит-ортоклазовых прожилков. В этой зоне сосредоточено 97% запасов молибдена с содержанием его 0,2-0,5%. Внешняя зона характеризуется слабым окварцеванием и убогой молибденовой минерализацией, но интенсивной серицитизацией и пиритизацией, а также вольфрамовым (0,06% WO_3) и оловянным оруденением.

Галенит-сфалеритовые (полиметаллические) месторождения размещаются главным образом в фанерозойских, особенно кайнозойских (альпийских) складчатых областях. На участках месторождений обычно развиты гранитоиды и малые гипабиссальные интрузии гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, дайки диорит-порфиристов и диабазовых порфиристов. Форма рудных тел: жильная, штокверковая, пласто-, штоко-, трубообразная. Они прослеживаются на десятки – многие сотни метров (жильные системы на 1-2 км) по простиранию и падению при мощности от 0,5 до 200 м и более. Текстуры руд – массивная, полосчатая, брекчиевидная и крустификационная.

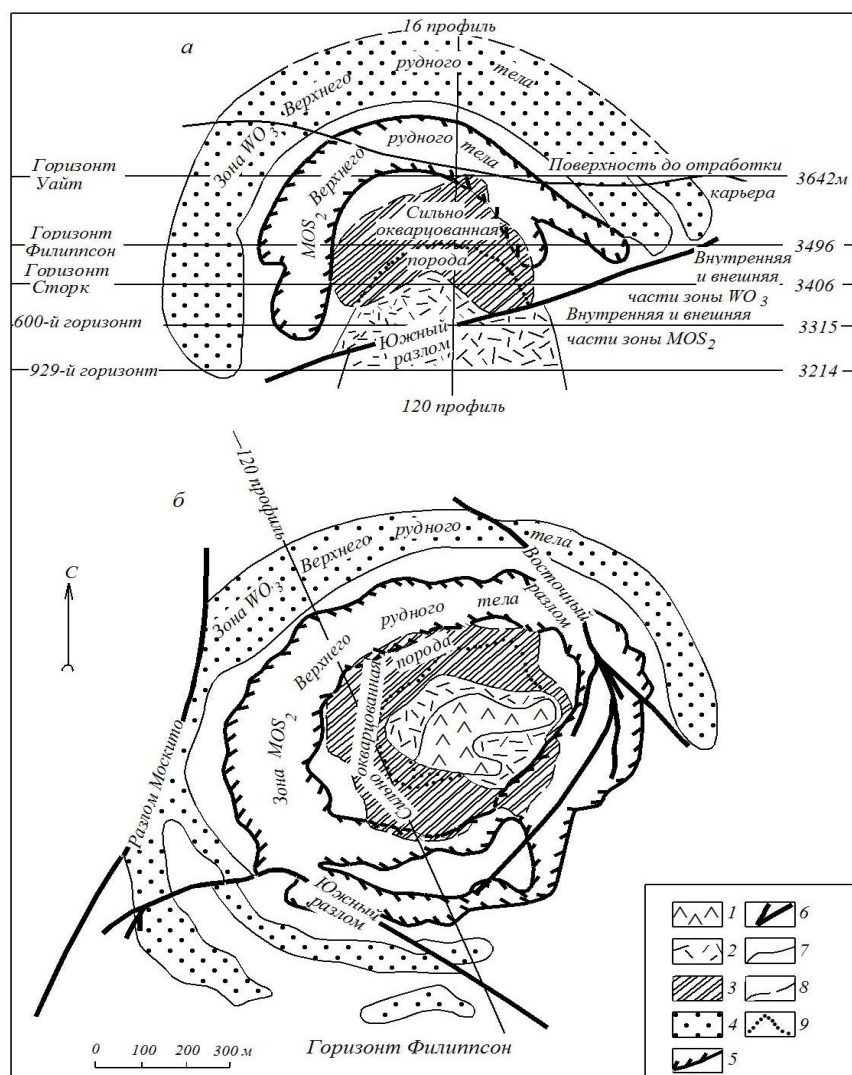


Рис. 8.3. Схематизированный разрез по 120-му профилю (а) и плану-горизонту Филиппсон (б) месторождения Кляймакс по С. Уоллесу:

1 – поздняя фаза Центрального штока Кляймакс; 2 – ранняя фаза того же штока; 3 – сильно окварцованные породы; 4 – область распространения вольфрама с содержанием более 0,02% (в достроенной части показана прерывистым контуром); 5 – контур распространения молибдена с содержанием 0,4%; 6 – разломы; 7 – контакты; 8 – предполагаемые контакты; 9 – предполагаемые положения контактов в зоне окварцевания

Главные минералы: рудные – галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, пирротин; жильные – кварц, кальцит и доломит.

По характеру оруденения выделяют две разновидности месторождений рассматриваемой формации: 1) метасоматическую пирит-галенит-сфалеритовую в карбонатных породах (Екатерино-Благодатское в Забайкалье, Тинтик в США) и 2) жильную галенит-сфалеритовую в гранитоидах и сланцах (Згид в Северной Осетии, Фрайберг в Германии). Полиметаллические плутоно-генные гидротермальные месторождения известны также в Канаде (Кен-Хилл) и других странах.

Вулканогенные гидротермальные месторождения связаны

преимущественно с наземным андезит-дацитовым вулканизмом складчатых областей. Месторождения обычно приурочены к жерлам палеовулканов и их непосредственному окружению. Рудные тела имеют форму жил, труб и штокверков. Гидротермальные изменения эффузивных рудовмещающих пород проявлены в виде окварцевания, пропилитизации, алунитизации и каолинизации.

Эти месторождения формировались в приповерхностной зоне на глубине от нескольких десятков – сотен метров до километра из гипабиссальных магматических очагов. Они возникали в условиях резкого спада температуры и давления, что приводило к большой скорости минерало-накопления в сокращенном по вертикали интервале и телескопированию (наложению друг на друга) различных минеральных ассоциаций. Характерна метаколлоидная текстура как результат раскристаллизации первично отложенного в коллоидном состоянии рудного вещества и образования минеральных агрегатов натечно-скорлуповатой, почковидной, гроздевидной и сталактитовой формы.

К вулканогенным гидротермальным относятся следующие основные типы месторождений: *золото-серебряный* (Дукатское и Кубака в Магаданской области, Озерновское на Камчатке, Многовершинное в Хабаровском крае; Крипл-Крик, Репаблик и Комшток в США), *серебро-оловянный* (Потоси, Оруро в Боливии), *касситерит-сульфидный* (Льялагуа в Боливии) и *киноварный* (Пламенное на Чукотке, Чемпура на Камчатке, Монте-Аммиата в Италии).

Месторождение Потоси. Район месторождения сложен вулканогенно-осадочными породами третичного возраста, полого залегающими на сжатых в складки ордовикских песчаниках и сланцах. Они прорваны поздне третичными вулканическими брекчиями (игнимбритами) и штоком риолито-дацитов и андезито-дацитов). Рудные жилы расположены главным образом внутри штока, но распространены и во вмещающих его породах (рис. 8.4).

На площади около 1 км² сосредоточено множество крутопадающих рудных жил, формирующих одно из богатейших месторождений мира. Рудные тела представлены отдельными жилами, пучками жил и линейными

прожилковыми зонами. Длина тел от нескольких десятков до 350 м, мощностью от 2 см до 1 м. Они прослежены до глубины 875 м. Богатое оруденение наблюдается до глубины 350 м.

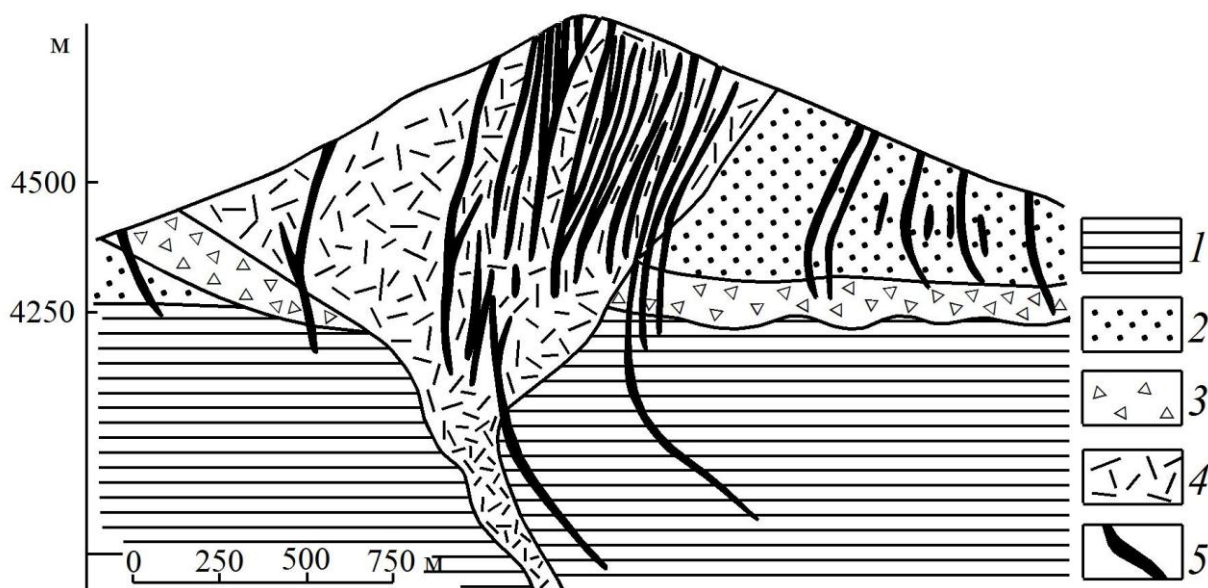


Рис. 8.4. Геологический разрез месторождения *Потоси* (Боливия) по Х. Мурильо:

1 – сланцы ордовика; 2 – вулканогенно-осадочные породы третичного возраста; 3 – вулканические брекции (игнимбриты); 4 – риолито-дациты, андезито-дациты; 5 – рудные жилы

Рудообразование развивалось в пять стадий, каждая из которых характеризуется своим набором минералов: первая стадия – кварц, касситерит, вольфрамит, висмутин, арсенопирит, пирротин; вторая – халькопирит, станнин; третья – сфалерит, тетраэдрит, андорит, матильдит; четвертая – пираргирит, джемсонит, буланжерит, сфалерит, галенит; пятая – алунит (в виде прожилков). Минералы ранних стадий формировались при 500-400 °С, а затем температура снижалась до 150-100 °С.

Минералы, содержащие серебро: андорит ($\text{Ag PbSb}_3\text{S}_6$), матильдит (AgBiS_2), пираргирит ($\text{Ag}_3\text{Sb}_3\cdot\text{Sb}$), а олово: касситерит (SnO_2), станнин ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$). Содержание в рудах серебра от 300 до 3000 г/т, среднее содержание олова 4%. Месторождение разрабатывается с 1544 г. Всего добыто более 35 тыс. тонн серебра.

Глава 9. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфогенные месторождения полезных ископаемых возникают в результате метаморфизма - преобразования минерального состава, структуры и текстуры горных пород, в том числе являющихся полезными ископаемыми, а также изменения формы слагаемых ими тел, под воздействием высоких температуры и давления.

При метаморфизме коллоидные гидраты и богатые водой минералы превращаются в безводные или бедные водой минералы более высокой плотности. Например, гидроксиды железа преобразуются в магнетит и гематит, боксит — в корунд, опал — в кварц; органическое вещество — в графит. Минеральные преобразования при метаморфизме осуществляются обычно изохимически, т.е. без существенного изменения химического состава исходных горных пород. Структурно-текстурные изменения пород, подвергнувшихся метаморфизму, выражаются перекристаллизацией, обычно с укрупнением зерен минералов, появлением grano- и порфиробластовых структур, полосчатых, сланцеватых и плейчатых текстур. Форма тел метаморфических образований обычно уплощенная, пласто-, линзо-, лентовидная, часто осложненная складчатостью.

Метаморфогенные месторождения связаны главным образом с региональным метаморфизмом. Он осуществляется в температурном диапазоне от 450-500° до 900-950°С и давлении от 200 до 1700 МПа. Установлено, что такие значения температуры и давления достигались не только в результате погружения пород на глубину многие километры, но и благодаря усилению теплового потока из недр Земли в периоды проявления метаморфизма, а также за счет динамических напряжений тектонических процессов в зонах метаморфизма. Для контактового метаморфизма характерны высокая температура и небольшое давление, обусловленное литостатической нагрузкой. Метаморфические процессы протекают обычно в присутствии воды (продукта дегидратации минерального вещества), иногда углекислоты (HCO_3),

образующейся при диссоциации карбонатов, а также сероводорода (H_2S) и других летучих соединений.

Большинство месторождений, связанных с региональным метаморфизмом, имеет докембрийский возраст и локализуется в кристаллическом фундаменте древних платформ и их щитах. Известны также единичные метаморфогенные месторождения раннепалеозойского возраста в складчатых областях. Среди более молодых горных пород подобные месторождения практически не встречаются.

Метаморфогенные месторождения подразделяются на метаморфизованные и метаморфические. Метаморфизованные месторождения представляют собой преобразованные в процессе метаморфизма первично осадочные или магматогенные скопления минерального вещества, содержащие в промышленных концентрациях ценные элементы.

Метаморфические месторождения возникают в результате перекристаллизации и перегруппировки минерального вещества при метаморфизме. Обычно это неметаллические полезные ископаемые, представленные горными породами или минералами, обладающими специфическими свойствами (мрамор, кварцит, графит, наждак и т.п.).

Теоретически возможен метаморфический генезис месторождений рудных полезных ископаемых за счет мобилизации метаморфогенными гидротермальными растворами рудных компонентов, рассеянных в породах, подвергшихся метаморфизму, и последующего отложения этих компонентов в синметаморфических структурах (зонах рассланцевания и трещиноватости пород). Однако подобные месторождения обладают всеми признаками гидротермальных образований и отнесение их к метаморфическим, как правило, является спорным.

Среди *метаморфизованных месторождений* наибольшее промышленное значение имеют образованные вследствие регионального метаморфизма месторождения железистых кварцитов, марганцевых руд и

золотоносных конгломератов, а также контактово-метаморфизованные месторождения графита.

Месторождения железистых кварцитов (джеспилитов, таконитов, итабиритов) распространены на древних платформах среди докембрийских (преимущественно раннепротерозойских) осадочных, иногда вулканогенно-осадочных пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Структура месторождений обычно складчато-блоковая. Железистые кварциты (продукты метаморфизма железисто-кремнистых хемогенных осадков) состоят из кварца, оксидов железа (магнетита и гематита) и силикатов (хлорита, биотита, амфиболов и др.). Структура их гранобластовая и гетеробластовая, главным образом тонко-, мелкозернистая. Для железистых кварцитов амфиболитовой фации характерна среднезернистая структура. Текстура железистых кварцитов полосчатая, иногда пльчатая. Отдельные полосы сложены преимущественно кварцем, оксидами железа или силикатами.

Форма рудных тел пластовая. Их протяженность составляет сотни метров-десятки километров, а мощность – десятки-сотни метров. Вмещающие породы – глинистые и кристаллические сланцы, метавулканиты. Среднее содержание железа в рудах 25-40%, чаще 28-35%. Запасы месторождений от сотен миллионов до 10-15 млрд тонн.

В России основные месторождения железистых кварцитов сосредоточены в бассейне КМА (Коробковское, Лебединское, Стойленское, Михайловское и др.). Разведаны они также в Карелии (Костомукшское), Мурманской области (Оленегорское), Читинской области и Якутии (Чаро-Токкинская группа), на Дальнем Востоке (Мало-Хинганская группа). Крупные железорудные бассейны, подобные КМА, известны на Украине (Криворожский), Западной Австралии (Хамерсли), Бразилии (штат Минас-Жерайс), США и Канаде (оз. Верхнего), а также в Венесуэле, ЮАР, Индии и Китае.

Месторождение Лебединское расположено на северо-востоке Белгородской области в непосредственной близости от г. Губкина. Оно является наиболее крупным месторождением Старооскольского рудного узла,

приуроченного к юго-восточному замыканию Тим-Ястребовской грабен-син-клинали [8]. Перекрывающий месторождение осадочный чехол мощностью 52-144 м (в среднем 86 м) сложен породами девона и юры (глинами, алевролитами, песками и песчаниками), мела (песком и белым пясчим мелом), кайнозоя (песками, глинами). Рудовмещающая курская серия нижнего протерозоя представлена нижней (стойленской) и верхней (коробковской) свитами. Стойленская свита сложена сланцевой и кварцитопесчаниковой подсвитами, а коробковская двумя подсвитами железистых кварцитов и двумя сланцевыми подсвитами (рис. 9.1). Мощность нижней железорудной подсвиты 15-165 м, а верхней 160-255 м. Железорудные подсвиты разделяются нижней сланцевой подсвитой мощностью от первых десятков до 100 м (в среднем 60 м).

Структура месторождения сложноскладчатая. Главными минералами железистых кварцитов являются кварц, магнетит, куммингтонит, биотит, гематит. Основные минеральные типы руд: магнетитовый, железослюдково-магнетитовый, силикатно-магнетитовый. Структура руд тонкозернистая, текстура слоистая (полосчатая), иногда плейчатая. Полосчатость обусловлена чередованием рудных, нерудных и смешанных слоев. По их ширине выделяются тонко- (менее 2 мм), средне- (2-5 мм), широко- (5-20 мм), грубо- (более 20 мм) и разнополосчатые текстуры руд. Среднее содержание в рудах железа общего 33,18%, магнетитового 26,14%. Железистые кварциты добываются карьером с 1972 г. На 1.01.2016 г. всего добыто 1,76 млрд т руды, годовая производительность карьера достигла 53,7 млн т руды, а разведанные запасы железистых кварцитов составляют 4,5 млрд т.

Месторождения марганцевых руд представлены своеобразными протерозойскими метаморфическими породами - гондитами и кодуритами, залегающими среди кварцитов, сланцев и мраморизованных карбонатных пород, собранных в складки. Гондиты сложены кварцем, спессартином (марганецсодержащим гранатом), браунитом, гаусманитом и родонитом. Кодуриты состоят из калиевого полевого шпата, спессартина и апатита.

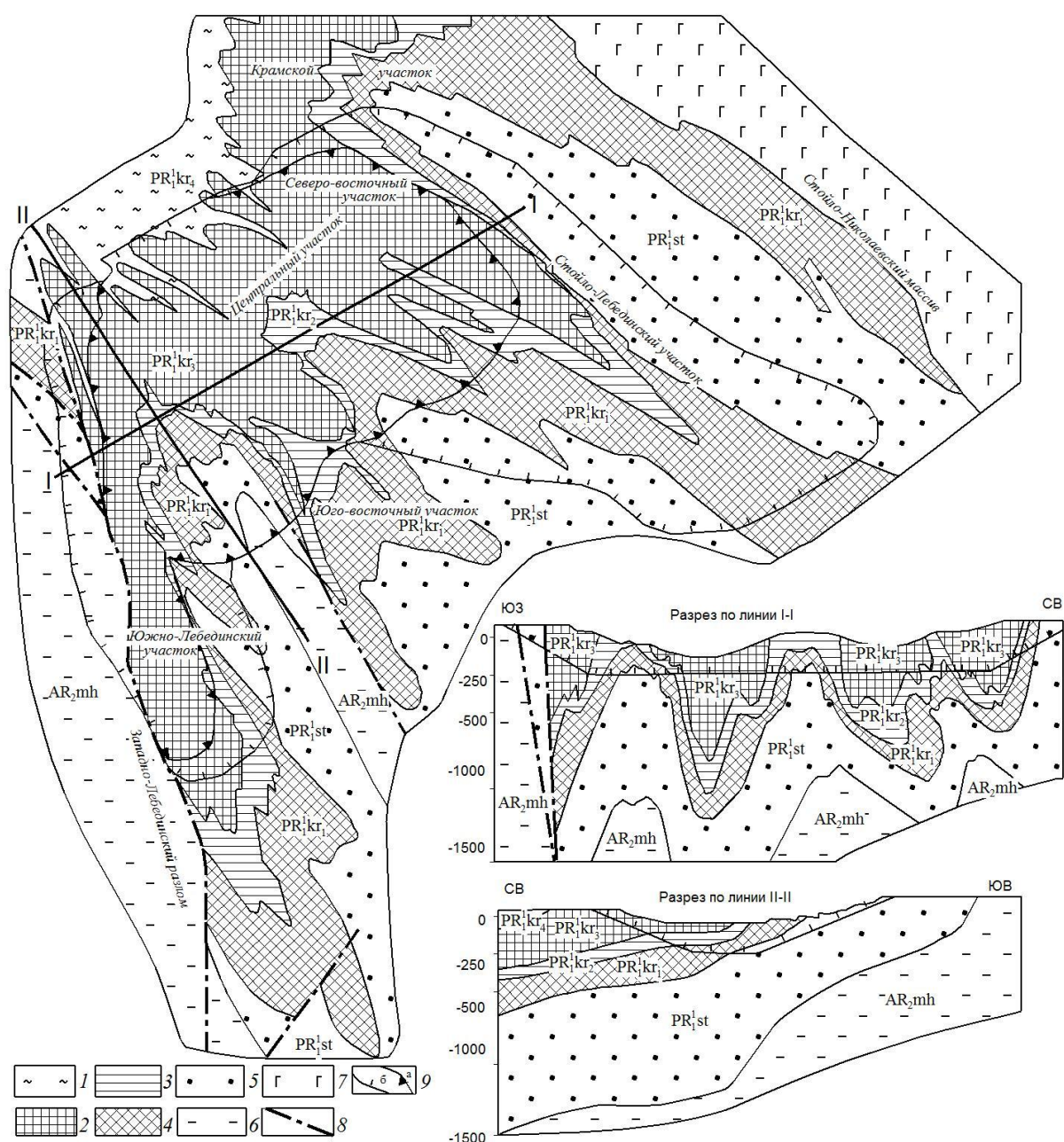


Рис. 9.1. Геологический план и разрезы Лебединского месторождения железистых кварцитов по поверхности докембрия: 1-4 – породы коробковской свиты курской серии нижнего протерозоя:

1 – сланцы верхней сланцевой подсвиты ($PR_1^1kr_4$), 2 – железистые кварциты верхней железорудной подсвиты ($PR_1^1kr_3$), 3 – сланцы промежуточной сланцевой подсвиты ($PR_1^1kr_2$), 4 – железистые кварциты нижней железорудной подсвиты ($PR_1^1kr_1$); 5 – сланцы и кварцито-песчаники стойленской свиты нижнего протерозоя (PR_1^1st); 6 – сланцы, гнейсы, амфиболиты и кварцевые порфиры михайловской серии архея (AR_2mh); 7 – габбро-диоритовый интрузивный комплекс нижнего протерозоя; 8 – разрывные нарушения; 9 – контур карьера: а – по состоянию на 01.01.2016 г. (план), б – проектный

Текстура руд полосчатая. Форма рудных тел пластовая. Протяженность тел - до 3-8 км, мощность 3-60 м, среднее содержание марганца 10-20%. Наиболее крупные месторождения известны в Индии и Бразилии. В настоящее время разрабатываются только оксидные марганцевые руды в коре выветривания гондитов и кодуритов.

Месторождения золотоносных конгломератов приурочены к толщам метаморфизованных пород протерозойского возраста, содержащих пласты кварцево-галечных конгломератов и гравелитов. По существу это древние аллювиальные россыпи, преобразованные в условиях метаморфизма зеленосланцевой фации с локальной перегруппировкой первично накопленного рудного вещества. Форма рудных тел пластовая и лентообразная. По составу руды обычно комплексные. Кроме золота в них содержатся также уран, платиноиды и серебро.

Месторождения золотоносных конгломератов известны в ЮАР, Бразилии и Канаде. Наиболее крупным из них является знаменитый Витватерсранд (ЮАР), представляющий собой золотоносный бассейн в виде крупной брахисинклинали площадью 350×200 км. Слагающие её протерозойские породы залегают с несогласием на протоплатформенном гранито-гнейсовом основании архейского возраста. Продуктивная толща мощностью 4,2-7,5 км состоит из ритмичных серий метаморфизованных конгломератов, песчаников, сланцев с горизонтами андезитов, порфиров и их туфов. Пачки сближенных пластов рудоносных конгломератов образуют так называемые рифы. Мощность рифов 30-400 м, протяженность до 70 км. Мощность пластов рудоносных конгломератов – от первых метров до первых десятков метров. Основные золотоносные пласты приурочены к верхней части продуктивной толщи мощностью 1,5-4,5 км.

Рудная минерализация концентрируется в цементе конгломератов, содержащем 5-10% сульфидов (пирита, пирротина и др.). Золото содержится в сульфидах и в виде мелких обломков в цементе. Содержание золота 8-20 г/т. Основные урановые минералы – уранинит, тухолит (урансодержащее углистое

вещество), настуран, коффинит. Среднее содержание U_3O_8 около 0,03%. С 1884 по 1995 г. на месторождении добыто 45325 т золота. Подземные горные работы ведутся на глубине до 3,6 км.

Следует сказать, что наряду с доминирующими представлениями о кластогенной природе золота Витватерсранда, существуют и иные точки зрения, обосновывающие первичное накопление большей части золота из хемогенных осадков или ее гидротермальный генезис в связи с гранитизацией.

Контактово-метаморфизованные месторождения графита возникают в ореоле температурного воздействия интрузий на пласты каменного угля. Графитовые залежи (пласты, линзы) залегают среди ороговикованных осадочных пород. Графит преимущественно скрытокристаллический, невысокого качества. Содержание графитового углерода в полезном ископаемом – более 70%. Примером таких месторождений может служить Курейское, сформированное в результате контактового метаморфизма пластов каменного угля Тунгусского бассейна (Красноярский край) под воздействием сибирских траппов (рис. 9.2).

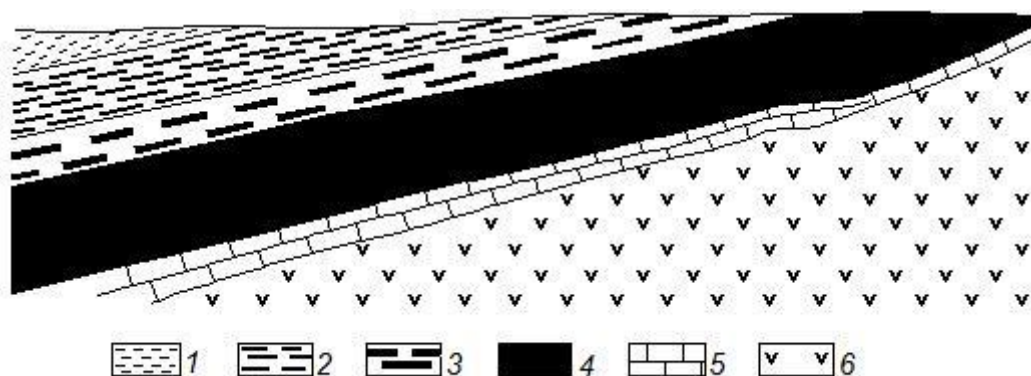


Рис. 9.2. Схематический геологический разрез Курейского месторождения графитов по С.В. Обручеву:

1 – песчаники верхнего карбона; 2 – сланцы и кварциты; 3 – графитовые сланцы; 4 – графит, образовавшийся по пласту угля; 5 – карбонатные породы; 6 – диабазовые порфириды

Метаморфические месторождения представлены главным образом неметаллическими полезными ископаемыми – преимущественно горными породами (мрамором, кварцитом, кровельными сланцами и др.), которые непосредственно используются человеком. Из метаморфических месторождений неметаллических полезных ископаемых, ценность которых

обусловлена содержанием в них определенного минерала, наибольшее значение имеют месторождения графита. К метаморфическим с известной долей условности относят также золоторудные месторождения в протерозойских черносланцевых толщах.

Метаморфические месторождения графита образуются в процессе глубокого метаморфизма глинистых пород, содержащих в рассеянном состоянии органическое вещество. При этом осадочные породы превращаются в сланцы и гнейсы с одновременным выделением в них графитового углерода. Графит таких месторождений обычно высокого качества – явнокристаллический, чешуйчатый. Содержание графитного углерода в руде 2,5-10%. В России месторождения явнокристаллического графита расположены на Урале (Тайгинское), в Восточной Сибири (Боярское и Безымянное), в Карелии (Ихальское). Подобные месторождения известны на Украине (Завальевское), в Германии (Пассау), Индии (Барамул) и в других странах.

Золоторудные месторождения черносланцевых толщ предположительно образуются в результате отложения в зонах рассланцевания и трещиноватости золота, извлеченного метаморфогенными водными растворами из обогащенных углеродистым веществом глинистых пород. Сингенетичное золото находилось в них в тонко рассеянном виде. С учетом сказанного выше эти месторождения выделяются в особую флюидно-метаморфогенную генетическую группу.

Оруденение представлено пласто-, линзообразными и сложной неправильной формы залежами прожилково-вкрапленных руд и существенно кварцевыми золотоносными жилами. Золото обычно мелкое. Среднее содержание золота на разных месторождениях колеблется от первых до 10-20 г/т. Околорудные изменения представлены хлоритизацией, серицитизацией, окварцеванием или карбонатизацией. Примеры таких месторождений в России – Сухой Лог (Восточная Сибирь), Юрское (Якутия), за рубежом - Хоумстейк (США).

Месторождение Сухой Лог является одним из самых крупных золоторудных месторождений России. Оно находится в Ленском (Бодайбинском) золотоносном районе и расположено в осевой части опрокинутой на юг антиклинали, ядро которой сложено углистыми кварц-серицитовыми сланцами и алевролитами, а крылья – известняками, песчаниками, известковистыми сланцами (рис. 9.3). Породы метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Основные запасы месторождения сосредоточены в пластообразной залежи прожилково-вкрапленных руд, приуроченной к горизонту насыщенных углистым веществом пород с повышенным содержанием сульфидов (1,3-2,5%), на 90-95% представленных пиритом. Длина залежи несколько километров, мощность 15-140 м (средняя 70 м). Кроме того установлена группа слабозолотоносных кварцевых жил более позднего возраста, расположенная преимущественно выше про-жилково-вкрапленных руд. Золото мелкое, средний размер золотин 0,1-0,14 мм. Наиболее золотоносны участки залежи с повышенным содержанием кварца и сульфидов. Запасы месторождения составляют 1450 т высокопробного (890-950) золота при среднем содержании его в руде 2,5 г/т.

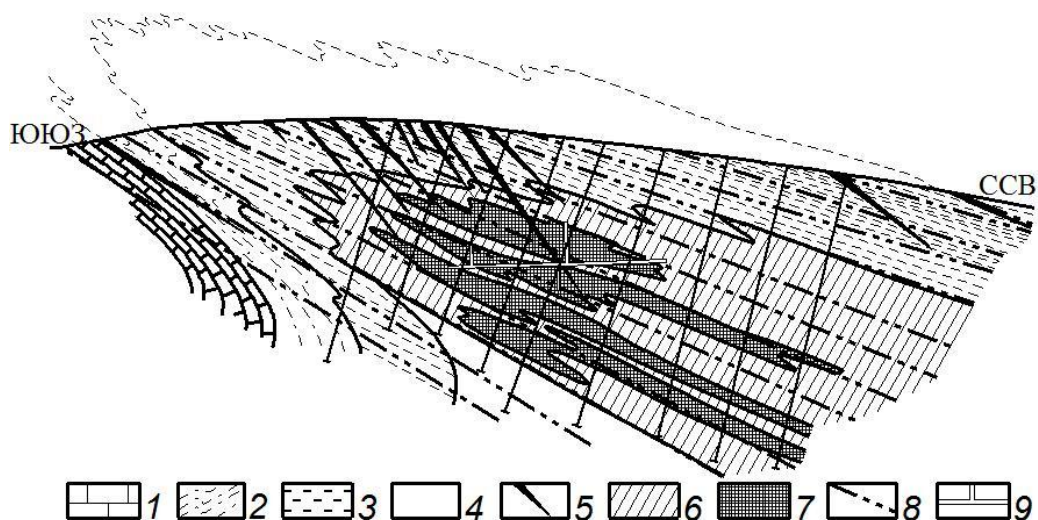


Рис. 9.3. Поперечный геологический разрез месторождения Сухой Лог по В.А. Буряку:

1 – известковистые алевролиты и алевросланцы; 2 – алевросланцы и алевролиты, преимущественно грубозернистые; 3 – углистые филлитовидные алевролиты; 4 – углистые кварцево-серицитовые алевросланцы; 5 – кварцевые жилы; 6, 7 – ореол развития золото-сульфидной минерализации: 6 – умеренной, 7 – повышенной; 8 – кливаж; 9 – подземные горные выработки

Особо следует выделить метаморфические месторождения мелких технических алмазов, возникшие в результате импактного (метеоритно-ударного) метаморфизма графитсодержащих горных пород, обусловленного падением на Землю крупных метеоритов с образованием овальных впадин (кратеров или астроблем). При этом температура достигает 1700-2000 °С, а давление до нескольких сотен тысяч мегапаскалей, что приводит к твердофазовому переходу графита в алмаз. Уникальное по запасам таких алмазов месторождение разведано на севере Якутии в Попигайской астроблеме диаметром около 100 км. Среднее содержание алмазов 10-15 карат на тонну руды.

Глава 10. ЭНДОГЕННО-ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения эндогенно-экзогенной серии подразделяются на два генетических класса: вулканогенно-осадочный и гидротермально-осадочный.

Вулканогенно-осадочный генетический класс представлен месторождениями разнообразного минерального сырья. В зонах активного вулканизма формировалось большинство колчеданных месторождений, а также железорудные, марганцевые и серные месторождения. Рудоносными для них являются вулканогенно-осадочные толщи пород с преобладанием или существенным развитием в их разрезе вулканогенных образований. Выявленные на дне Мирового океана очаги современного сульфидного рудообразования рассматриваются как генетические аналоги колчеданного оруденения прошлых геологических эпох.

Колчеданные месторождения получили свое название от слова «колчедан» - собирательного термина, обозначающего сернистые соединения (сульфиды и сульфосоли). Действительно колчеданные руды сложены в основном сульфидами — преимущественно железа (пиритом, пирротином, иногда марказитом), в меньшей степени меди, цинка и свинца (халькопиритом, борнитом, сфалеритом и галенитом), блеклыми рудами. Нерудные минералы обычно имеют подчиненное значение. Они представлены баритом, кварцем, карбонатами, хлоритом, серицитом, гипсом.

Колчеданные месторождения связаны с субмаринными вулканогенными и вулканогенно-осадочными базальтоидными формациями ранних этапов развития складчатых областей. Месторождения тяготеют к верхним частям разреза рудоносных формаций и расположены в вулканогенно-осадочных или терригенных породах, фиксирующих затухание или прекращение очередного вулканического цикла. Тип колчеданного оруденения во многом определяется формационной принадлежностью рудоносных пород. С монотонной недифференцированной базальтовой формацией обычно связаны серноколчеданные, редко медноколчеданные месторождения. Большинство медноколчеданных месторождений ассоциирует с контрастно

дифференцированной базальт-риолитовой формацией. Колчеданные полиметаллические месторождения принадлежат последовательно дифференцированной базальто-андезит-дацит-риолитовой формации.

Возраст колчеданных месторождений может быть самый различный – от архейского до современного. В архее и раннем протерозое они формировались в зеленокаменных поясах древних платформ. Многие колчеданные месторождения возникли на начальных этапах образования каледонских и герцинских складчатых областей. Более скромные масштабы колчеданного оруденения характерны для киммерийских и альпийских складчатых областей. Установлены современные проявления колчеданного рудообразования на дне Мирового океана в зонах спрединга и островных дуг.

Колчеданные месторождения образуются из восходящих гидротермальных потоков – производных глубинных вулканических очагов. Одна часть рудного вещества этих потоков отлагалась на путях их подъема в виде тел прожилково-вкрапленных руд и рудных жил, секущих вмещающие породы, а другая часть достигала морского дна, выпадала в осадок и формировала сингенетичные рудные пласты и линзы. Массовое осаждение сульфидного материала обусловлено резким изменением физико-химической обстановки при выходе растворов на поверхность морского дна. Судя по температуре декрепитации рудообразующих минералов колчеданных месторождений, температура прожилково-вкрапленных руд составляла 500-200 °С, а сингенетичных залежей 220-40 °С.

В составе гидротермальных растворов, генерирующих колчеданные руды, присутствовали и морские воды, проникшие по трещинам в разогретые породы морского дна. Ряд исследователей считает, что металлы и сера заимствованы растворами из вулканогенных пород, которые подвергались гидротермальным изменениям при прохождении через них восстающих потоков горячих растворов. Однако, как указывал В.И. Смирнов [12], соответствие изотопов серы большинства колчеданных месторождений метеоритному стандарту и отсутствие баланса между количеством выщелоченных металлов из зон гидротермальной переработки и количеством их в рудных телах склоняет к признанию магматогенного источника рудообразующих компонентов.

Колчеданные месторождения приурочены к центральным частям и склонам положительных и отрицательных вулкано-тектонических структур (куполов и кальдер). В региональном плане эти структуры связаны с глубинными разломами, контролирующими тектонические трог, возникающие на ранних стадиях геосинклинального цикла. Они протягиваются на несколько тысяч километров при ширине 5-100 км. По ним происходит местное погружение земной коры на глубину до 10 км, сопровождающееся интенсивным базальтоидным вулканизмом.

Для колчеданных месторождений характерно сочетание согласных с вмещающими породами пласто- и линзообразных рудных тел с подпирающими их со стороны лежащего бока несогласными телами (штокверками прожилково-вкрапленных руд, рудными жилами и системами жил). Степень проявления несогласных рудных тел, фиксирующих пути движения восходящих потоков гидротермальных растворов, на разных месторождениях различная - от почти полного их отсутствия, что характерно для месторождений, залегающих в отрицательных вулкано-тектонических структурах, до четко выраженных крупных штокверков и жилообразных тел, обычно наблюдаемых на месторождениях, локализованных в вулканических куполах.

Наиболее продуктивными являются согласные пласто- и линзообразные рудные залежи. Они, как правило, сложены сплошными массивными и полосчатыми рудами. На флангах, в лежащем и висячем боку таких залежей наблюдаются участки переслаивания сульфидов с вмещающими осадочными породами. В перекрывающих рудные тела породах и на выклинивании тел обычно присутствуют рудокласты размером от нескольких миллиметров до нескольких дециметров в поперечнике. Генезис рудокластов связан с разрушением сульфидных построек на дне моря в результате землетрясений и эксплозий, следовавших за рудоотложением.

Колчеданные залежи часто сопровождаются околорудно измененными породами. Вдоль рудоподводящих зон развиваются кварц-серицитовые метасоматиты, а со стороны лежащего бока согласных рудных пластов и линз – зональные метасоматические ореолы, представленные микрокварцитами, сменяющимися по направлению вверх хлоритолитами и серицитолитами.

Последующие тектонические движения выводили сформированные тела колчеданных руд из первоначального положения (субгоризонтального для сингенетичных залежей), подвергали их совместно с вмещающими породами складчатости, разрывным дислокациям и метаморфизму от зеленосланцевой до гранулитовой фации. При этом обычно происходило рассланцевание пород, развальцевание и разлинзовывание рудных тел, превращение руд колломорфной структуры в кристаллически-зернистые полосчатой и сланцеватой текстуры. Метаморфизм характерен для месторождений нижнепалеозойского и более древнего возраста.

В целом для руд колчеданных месторождений характерны: структура – колломорфная и кристаллически-зернистая; текстура – массивная, слоистая, полосчатая, иногда сланцеватая и брекчиевидная в согласных пластолинзовидных залежах и прожилково-вкрапленная, прожилково-полосчатая, пятнистая в жильных и штокверковых телах. Кроме меди, цинка и свинца в рудах обычно присутствуют золото (0.2-10 г/т), серебро-до 40 г/т, а также примеси кадмия, селена, теллура и кобальта.

Среди колчеданных месторождений наибольшее практическое значение имеют медные и полиметаллические.

Медноколчеданные месторождения связаны главным образом с контрастно дифференцированной базальт-риолитовой формацией. Многие из них являются крупными и уникальными по запасам меди. Протяженность согласных с вмещающими породами пластообразных рудных тел достигает 3-5 км при мощности до 100 м. Среднее содержание в рудах меди 1,4%, а цинка 2,0%.

Медноколчеданные месторождения содержат 8, 4% мировых запасов меди. В России разведано более 50 таких месторождений. Они включают 25% общероссийских запасов меди. Основные медноколчеданные месторождения России расположены на Южном и Среднем Урале (Гайское, Сибайское, Блявинское, Учалинское и др.), Северном Кавказе (Уруп, Худесское и др.). Подобные месторождения известны в Канаде (Кидд-Крик, Вайз, Норбек и др.), Японии (Бесси), на Кипре (Скуриотисса, Агрокиния и др.) и в других странах.

Месторождение Гайское (Южный Урал) приурочено к вулканической постройке девонского возраста, сложенный лавами, лавобрекчиями и вулканическими туфами базальтового и липарит-дацитового состава. Наджерловая часть вулкана представлена кратерокальдерной депрессией, заполненной габбро-диабазами, игнимбритами, шлаковыми туфами базальтов. Выделяются две группы рудных тел, резко различные по положению, составу и происхождению (рис. 10.1).

В верхней части месторождения (днище кратерокальдерной депрессии) расположены согласные тела богатых цинково-медных руд массивной и полосчатой текстуры. Генезис их вулканогенно-гидротермально-осадочный. Ниже в жерловых вулканических и вулканокластических породах распространены субвертикально падающие тела бедных прожилково-вкрапленных колчеданных и медно-колчеданных руд вулканогенно-гидротермально-метасоматического происхождения, прослеженные скважинами до глубины 2 км. Границы их с богатыми рудами четкие, а с вмещающими породами расплывчатые и определяются только по данным опробования. Главные минералы рудных тел первой группы – халькопирит, сфалерит, пирит, а второй – пирит, в меньшей степени халькопирит.

Месторождение Уруп (Северный Кавказ). Основные запасы месторождения сосредоточены в Главном рудном теле, имеющим пластовую форму и четкий контакт с вмещающими породами (рис. 10.2). Простирается оно запад-северо-западное, падение южное под углом 30-40°. Рудное тело залегает на гидротермально измененных кварцевых альбитофирах и согласно перекрывается кремнистыми сланцами осадочного генезиса, которые выше сменяются туфами. Оно является результатом отложения сульфидного вещества из поствулканических растворов, фильтровавшихся сквозь кварцевые альбитофиры на дне девонского моря. Состав руд типичен для медноколчеданных месторождений. Главные рудные минералы: пирит, халькопирит, борнит и сфалерит.

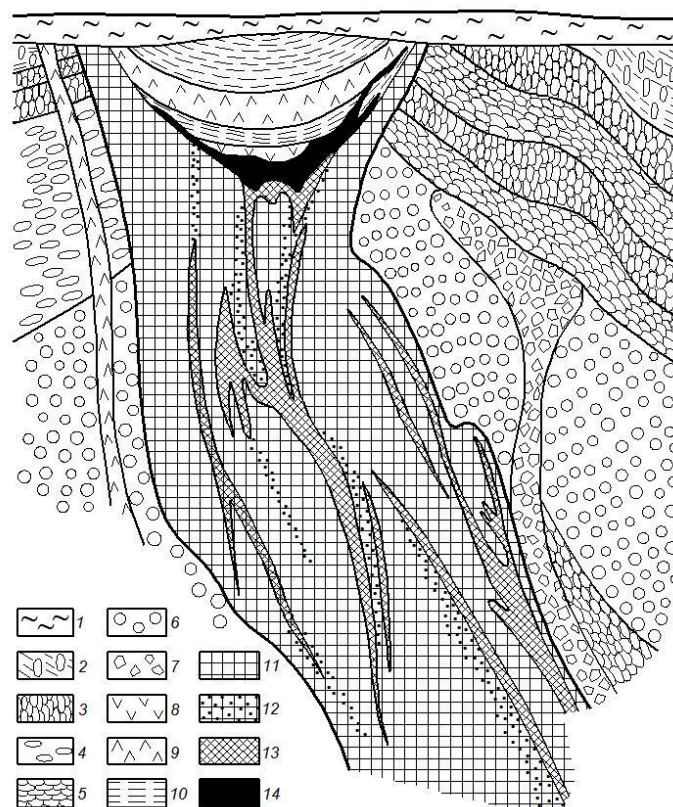


Рис. 10.1. Схематизированный геологический разрез Гайского месторождения по В.И. Смирнову:

1 — рыхлые мезо-кайнозойские отложения; 2 — крупнообломочные туфоконгломераты плагиопорфировых базальтов; 3 — лавы пироксен-плагиопорфировых базальтов; 4 — ингибритовидные породы липаритового состава; 5 — кварцевые риолито-дациты; 6 — обвальные крупнообломочные агломераты андезито-дацитового состава; 7 — взрывная брекчия; 8 — порфирокластические ингибиты; 9 — поздние габбро-диабазы; 10 — шлаковые туфы плагиопорфировых базальтов; 11 — жерловые вулканические и вулканокластические породы; 12 — участки тех же пород, подвергшиеся интенсивному гидротермальному преобразованию; 13 — бедные медно-колчеданные руды вулканогенно-метасоматического происхождения; 14 — богатые цинково-медно-колчеданные руды вулканогенно-осадочного происхождения

Основную ценность месторождения составляют сплошные руды, заключающие 80% его запасов. Текстура их полосчатая, линзовидно-полосчатая, реже массивная, иногда брекчиевая. Полосчатость обусловлена чередованием тонких прослоев сфалеритового, существенно халько-пиритового и пиритового состава. Руды преимущественно тонкозернистые (размер зерен от сотых до десятых долей миллиметра, редко до 1-2 мм). По минеральному составу они подразделяются на медные, медно-цинковые и серно-колчеданные. Главное промышленное значение имеют сплошные медные и медно-цинковые руды.

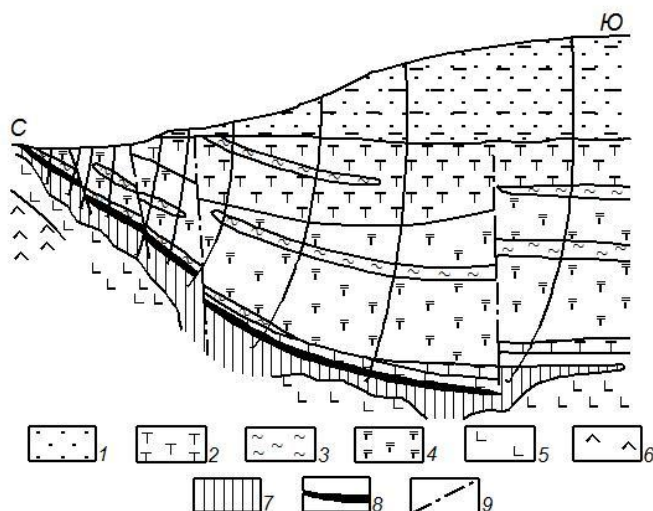


Рис. 10.2. Геологический разрез Урупского месторождения по Н. Скрипченко:

1 – нижняя юра, песчаники и сланцы; 2 – туфы кварцевых альбитофиров; 3 – кремнистые сланцы; 4 – туфы среднего состава; 5 – кварцевые альбитофиров; 6 – диабазы; 7 – гидротермально измененные породы; 8 – колчеданные руды; 9 – разрывные нарушения

Колчеданно-полиметаллические месторождения представлены рудами, в которых основную роль играют пирит, сфалерит, галенит и в меньшей степени халькопирит. Среднее содержание основных ценных металлов, %: цинка – 4, 0-6,5; свинца – 1,0-2,0; меди – 0, 4. Протяженность пластообразных залежей сотни метров, иногда до 1-2 км, при мощности от первых до 50 м.

Рудные тела сложены преимущественно медно-свинцово-цинковым рудами, реже встречаются свинцово- и медноколчеданные, барит-полиметаллические и свинцовые руды. Характерна вертикальная зональность оруденения, проявленная в смене (снизу вверх) серноколчеданных, медноколчеданных, медно-цинково-колчеданных, полиметаллических и барит-полиметаллических руд. Аналогичная горизонтальная зональность (от центральных частей залежей к краевым) выражена значительно слабее.

Колчеданные полиметаллические месторождения по особенностям рудовмещающих формаций горных пород подразделяются на две группы, одна из которых объединяет месторождения в вулканогенных формациях, а другая месторождения в углеродистых терригенных формациях. Месторождения первой группы связаны с контрастно- и последовательно дифференцированными базальтоидными формациями. Примерная доля кислых вулканитов, основных вулканитов и осадочных пород в этих формациях составляет соответственно 45-50, 10-15 и 35-40%.

Колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных формациях на территории России разведаны в Салаирском кряже (Салаирское,

Урское) и Западном Забайкалье (Озерное). Большая группа подобных месторождений находится на Рудном Алтае в Республике Казахстан (Риддер-Сокольное, Тишинское, Зыряновское и др.). Известны они также в Японии (Куроко), Швеции (Фалун), Испании (Рио-Тинто), и других странах.

Колчеданные полиметаллические месторождения в терригенных формациях обычно рассматривают как латерально удаленную от вулканических центров фацию колчеданно-полиметаллических месторождений в вулканогенных формациях. При этом считается, что источником рудообразующих растворов для них являлись залегающие с ними на одном стратиграфическом уровне вулканические комплексы. В разрезе рудовмещающих терригенных формаций наряду с нормальными песчано-глинистыми породами встречаются их карбонатсодержащие разности (мергели, глинистые известняки и др.) и карбонатные породы (известняки, доломиты). Рудные тела часто залегают среди углеродистых черносланцевых породных толщ, приуроченных к средним частям разреза терригенных формаций. Наличие колчеданных, в частности полиметаллических, месторождений в терригенных формациях показывает условность деления эндогенно-экзогенных месторождений на вулканогенно-осадочные и гидротермально-осадочные, о чем говорилось в гл. 2 при рассмотрении генетической классификации месторождений полезных ископаемых.

Россия располагает крупными колчеданно-полиметаллическим месторождениями в терригенных формациях, среди которых следует особо выделить Холоднинское в Северном Прибайкалье, Горевское в Енисейском кряже. Аналогичные месторождения находятся в Республике Казахстан (Ушкатын III), Австралии (Мак-Артур-Ривер, Брокен-Хилл), Канаде (Сал-ливан) и других странах.

Месторождение Холоднинское расположено в пределах узкой приразломной палеодепрессии, представленной черносланцевыми пачками и ритмично чередующимися с ними пачками терригенно-карбонатно-туфогенных пород и метабазитов, метомарфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой

фации. Вследствие метаморфизма породы рудного поля превращены в слюдисто-графит-кремнистые, амфибол-биотитовые и другие сланцы, кварциты, амфиболиты. Они смяты в складки и рассечены разломами (рис. 10.3).

В разрезе рудовмещающей толщи пород, мощность которой составляет около 1 км, рудные тела пластовой морфологии располагаются на трех стратиграфических уровнях, к которым приурочены пачки кремнистых графитисто-кремнистых пород. В нижнем наиболее продуктивном горизонте выделяются многоярусные пластовые рудные тела протяженностью 5-7 км и мощностью до сотни метров.

Руды месторождения по данным изотопного анализа входящего в их состав свинца сформировались близко-одновременно с вмещающими породами (900-1000 млн лет назад). После этого руды и вмещающие их породы подверглись метаморфизму, сопровождавшемуся частичной регенерацией первичных колчедано-полиметаллических залежей и возникновением прожилково-вкрапленных существенно пирротиновых руд.

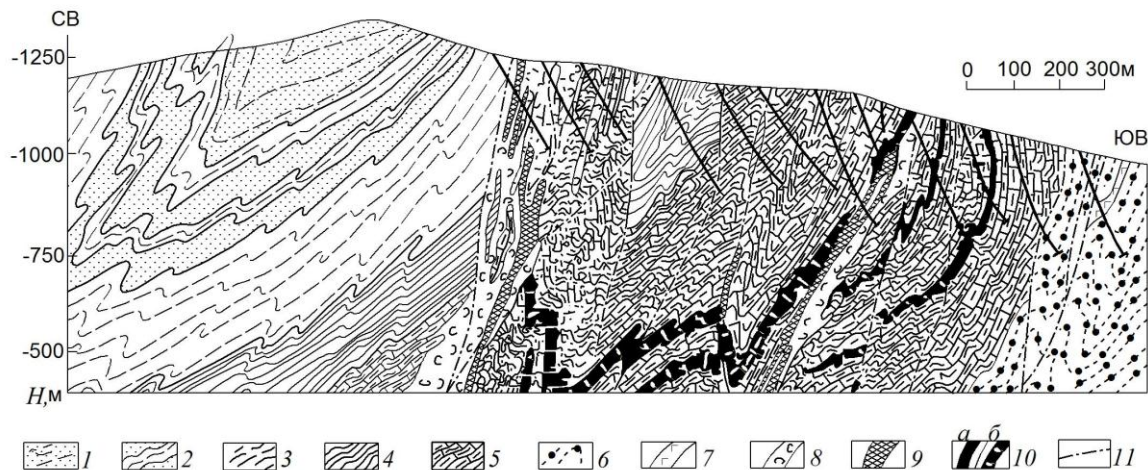


Рис. 10.3. Геологический разрез Холоднинского месторождения по Г. Ручкину, В. Бушуеву и др.:

1-5 – осадочно-метасоматические породы перевальской свиты: 1 – кварциты, 2 – переслаивание графитсодержащих кварц-слюдисто-гранатовых сланцев и кварцитов, 3 – кварц-слюдисто-гранатовые сланцы, 4 – кварц-слюдистые и слюдистые сланцы, 5 – графитсодержащие слюдисто-карбонатные и кварц-карбонатные сланцы, графитсодержащие кварциты; 6,7 – породы авкитской свиты: 6 – осадочно-метаморфические, 7 – тела амфиболитов; 8 – зоны высокотемпературных метасоматитов; 9 – прожилково-вкрапленные руды; 10 – пластовые колчеданные свинцово-цинковые руды: массивные (а), полосчатые (б); 11 – разрывные нарушения

Руды сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, в меньшей степени пирротинном и халькопиритом. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, доломитом, графитом, мусковитом. Содержание свинца в рудах 0,4-1,2, а цинка 3,5-6,5%; золота 0,1г/т, серебра 10-15г/т. В слабо затронутых метаморфизмом рудах сохранились реликты слоистой текстуры. Перекристаллизованные метаморфогенно-метасоматические руды имеют массивную, пятнистую, вкрапленную текстуру, регенерированные руды характеризуются прожилковой, гнездово- и послойно-прожилковой текстурой. По запасам руды месторождение относится к разряду уникальных.

Сульфидные месторождения на дне Мирового океана (современные аналоги колчеданных полиметаллических месторождений) представлены металлоносными осадками и массивными сульфидными рудами.

Металлоносные осадки исследованы в 1963-1967 гг. во впадинах дна Красного моря международной экспедицией, в которую входили корабли «Атлантис-II», «Дискавери», «Метеор», «Чейн», а также советским научно-исследовательским судном «Академик С. Вавилов». В пределах изобаты 1900м установлены три впадины, заполненные рассолами, под которыми размещается слой металлоносных неконсолидированных осадков. Впадины расположены в осевой части рифтовой долины Красного моря, где геотермический градиент в 10-20 раз превышает его среднее значение для земного шара. Глубина дна во впадинах 2066-2220 м. Наиболее крупная впадина «Атлантис-II» имеет размеры 12×5км.

Температура рассолов 34-56,5 °С, минерализация достигает 255 г/л, соленость 257-261‰*, а плотность около 1,2 г/см. Их повышенная минерализация и соленость обусловлены усвоением восходящими глубинными растворами соли и рассолов эвапоритов, залегающих под дном моря. Между нормальной морской водой с соленостью 3,7-4,0‰ и рассолами существует переходная зона мощностью около 50 м, в которой температура воды составляет 44,2 °С, а соленость 12,3‰. Кислород в рассолах и переходной зоне

* ‰ (промилле) – содержание 1 г минеральных веществ в 1 кг воды.

отсутствует. Концентрация Zn, Си, Pb, Fe, Мп в рассолах в 1000-50 000 раз больше, чем в обычной морской воде.

Мощность всех осадков 30-100 м, в том числе металлоносных до 20-30 м, а сульфидных 1-7 м. Время формирования осадков оценивается в 25 тыс. лет. Осадки представляют собой илообразную массу с высоким (до 93%) содержанием порового раствора. В сухом материале осадка основным компонентом является хлорид натрия (до 60% по весу). Температура осадков на 5-10°C выше, чем в перекрывающих их рассолах.

Выделяют три основные фации осадков: монтмориллонитовую (ил темно-коричневого цвета, состоящий из аморфного вещества), существенно гетитовую с примесью аморфных окислов железа (ил желтого и оранжевого цвета) и сульфидную - иловую массу черного цвета, в составе которой установлены аморфный моносulfид железа, сфалерит, халькопирит, пирит, барит и ангидрит. Содержание металлов в сульфидных осадках, %: Fe – до 23; Zn – 2,4; Си – до 0,8; РЬ – до 0,15; Мо – 0,02; Ag – 0,02; Cd – 0,03.

На карбонатных породах морского дна, среди которых скважинами местами вскрыты базальты, залегают сульфидные осадки. Выше они сменяются существенно гетитовыми осадками или перемежаются с ними. Самая верхняя часть толщи осадков представлена монтмориллонитовой фацией.

Массивные сульфидные руды на базальтах океанического дна впервые обнаружены в 1978 г. В настоящее время известно около 30 районов их распространения в Мировом океане на глубине 1000-3700м. Большинство из них приурочено к спрединговым зонам Восточно-Тихоокеанского поднятия. Обнаружены они также в осевых зонах срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов, в Западно-Тихоокеанской зоне глубинных трогов и впадин. Возникновение таких скоплений сульфидных руд обусловлено осаждением минерального вещества из восходящих металлоносных гидротерм, достигших морского дна.

Сульфидные руды образуют на дне океана постройки в виде труб и холмов. Многие трубы находятся в активной стадии роста. Через их

внутреннюю полость продолжают поступать гидротермальные растворы, насыщенные взвесями минеральных частиц. Температура растворов около 350°C. Выходящие из труб взвеси рассеиваются в водной среде, как дым в воздухе. Поэтому действующие сульфидные трубы получили название «black smoker» (черные курильщики).

Высота «курильщиков» достигает 15-20 м. Их цилиндрическое тело покоится на коническом основании диаметром до 50 м. На поверхности субцилиндрического тела располагаются, подобно наростам на березе, бактериальные маты (скопления термофильных бактерий), прикрепленные к субстрату (плотному шлакоподобному материалу), а также гигантские погонофоры (вестиментиферы) – трубчатые черви с длиной трубок до 1,5 м и более. Вокруг конического основания построек часто встречаются крупные (до 25 см) раковины двустворчатых моллюсков, а также одна из разновидностей кольчатого червя.

Наиболее крупные скопления сульфидов на дне океана представлены конусовидными холмами высотой до 50 м и диаметром в основании до 200-300 м. Это потухшие курильщики, обросшие минеральным веществом, которое отложилось из просочившихся через стенки сульфидных труб растворов, и покрытые шлейфом осадков из рудной взвеси «черных дымов».

В минеральном составе сульфидных руд океанического дна преобладают сульфиды (в порядке уменьшения содержания) железа (пирит, марказит), цинка (сфалерит, вюртцит) и меди (халькопирит, кубанит и др.). В меньшей степени распространены галенит, арсенопирит, никелин и молибденит. Кроме сульфидов в рудах встречаются сульфаты меди и железа, оксиды и гидроксиды железа, самородные золото и серебро. Представительные данные о среднем содержании ценных компонентов в рассматриваемых рудах и о масштабах развития этих руд отсутствуют. Перспективы их промышленного освоения не ясны.

Месторождения железных руд приурочены к эвгеосинклинальным (наиболее подвижным и вулканически активным) зонам фанерозойских складчатых поясов. Рудные тела в виде линз и пластов протяженностью от

сотен метров до 5 км и мощностью от 1-5 до 20-40 м согласно залегают либо непосредственно среди вулканогенно-осадочных пород (туфов, туффитов), либо в толщах осадочных пород (карбонатных, кремнисто-карбонатных и глинистых), которые подстилаются типичными вулканогенно-осадочными породами. Рудные пласты и линзы совместно с вмещающими породами подвергнуты складчатым и разрывным дислокациям, метаморфизму.

Руды по минеральному составу преимущественно магнетит-гематитовые. В них встречаются также сидерит и сульфиды (главным образом пирит). Нерудная часть представлена хлоритом, серицитом, кварцем, халцедоном, кальцитом, доломитом. Текстура руд массивная и полосчатая; структура – зернистая. Среднее содержание железа в рудах 30-55%. Примеры вулканогенно-осадочных железорудных месторождений: Холзунское в Хакасии (Россия), Лан-Дилльская группа (Германия), Западный Каражал (Республика Казахстан).

Месторождения марганцевых руд формировались на ранней стадии развития геосинклиналей в эвгеосинклинальных условиях. Они приурочены к областям активного проявления подводного вулканизма преимущественно кислого и основного состава. Наряду с лавами и туфами в разрезе рудовмещающих толщ присутствуют осадочные породы, среди которых характерны кремнистые (туффиты, яшмы) и карбонатные (известняки, доломиты). Иногда марганцевые руды ассоциируют с железными и полиметаллическими рудами (например, на месторождениях Атасуйского района республики Казахстан).

Месторождения этого типа представлены пластообразными залежами протяженностью от сотен метров до 2-3 км при средней мощности 1-3 м. Характерные марганцевые минералы – браунит $Mn Mn_6 SiO_2$ и гаусманит $Mn Mn_2O_4$. Текстура руд слоистая, выраженная обычно чередованием рудных и безрудных слоев. Руды бедные со средним содержанием марганца 15-25, редко 30-35%.

В России известны небольшие месторождения марганца гидротермально-осадочного генезиса: кембрийские – Мазульское и Дурновское (Западная

Сибирь), девонские – Кусимовское, Клевакинское и др. (Южный Урал); палеогеновые – Полуночное, Марсятское и др. (Северный Урал).

Месторождения серы образуются в кратерных озерах. Они представлены донными серными илами и погребенными кратерно-озерными залежами. Содержащаяся в них самородная сера является продуктом окисления сероводорода фумарольных газов. Одним из наиболее крупных кратерно-озерных месторождений серы является Телага-Бодас (о. Ява, Индонезия). Сероносная толща почти целиком скрыта под озером размером в плане 470×340 м и глубиной до 34 м. Верхний слой толщи мощностью 7-8 м сложен серными илами с включениями округлых зерен серы 1-5 мм в диаметре. Ниже расположен пласт серных глин мощностью 18-21 м. Содержание серы 34-58%. Запасы месторождения 1 млн т серы. Место-рождения аналогичного генетического типа известны на о. Парамушир Курильской гряды (Эбеко, Скалистое и др.), в Японии (Оюнума, Дзао) и на островах Индонезийского архипелага.

Гидротермально-осадочный генетический класс включает ртутные, ртутно-сурьмяные и вольфрамо-сурьмяно-ртутные месторождения.

Месторождения ртути представлены двумя геолого-промышленными типами: кварц-диккитовым (диккит – глинистый минерал, по составу аналог каолинита: $H_4Al_2Si_2O_9$) и карбонатным. Первый из них связан с угленосными терригенными формациями, сложенными главным образом пестроцветными песчаниками, а второй – с карбонатными и глинисто-карбонатными формациями, для которых характерны повышенная битуминозность и сероносность. Возраст месторождений – палеозойский или мезозойский. Месторождения кварц-диккитового типа приурочены к зонам тектоно-магматической активизации древних платформ, а месторождения карбонатного типа формировались в обстановке локальных конседимента-ционных поднятий окраинно-материковых бассейнов.

Рудные тела главным образом пластообразные и линзовидные, залегающие согласно с вмещающими породами. Протяженность таких тел сотни метров, мощность 1-14 м. Встречаются также жилообразные и

штокверковые рудные тела, приуроченные к зонам разломов. Околорудные изменения пород на месторождениях кварц-диккитового типа выражены окварцеванием и аргиллизацией*, а карбонатного типа – преимущественно карбонатизацией.

Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, иногда слоисто-полосчатые и массивные. Основной рудный минерал – киноварь. Нередко встречается также самородная ртуть. Кроме того, в рудах присутствуют актинолит, пирит, арсенопирит, иногда сфалерит, галенит, блеклые руды. Жильные минералы руд месторождений первого геолого-промышленного типа представлены главным образом кварцем и диккитом, а второго типа – карбонатами. Содержание ртути в рудах 0.1-1, иногда до 5-10%.

Наиболее продуктивным является кварц-диккитовый тип месторождений. На его долю приходится около 44% мировых запасов ртути. К этому типу относятся месторождения Альмаден (самое крупное в мире), Лас-Куэвас и Эль-Энтредиго (Испания), Пинчи-Лейк, Ред-Дэвл (США), Ламучан (Китай), Никитовское (Украина). В месторождениях карбонатного типа заключено примерно 8% мировых запасов ртути. Самое крупное из них – Идрия в бывшей Югославии. Они известны также в Китае (Ваньшанская группа), Перу и других странах. Россия не располагает промышленными ртутными месторождениями гидротермально-осадочного генезиса.

Месторождение Альмаден является уникальным по запасам ртути (они соизмеримы с общими запасами всех остальных ртутных месторождений вместе взятых). Расположено в центральной Испании в пределах Шилонской синклинали, сложенной песчано-сланцевыми отложениями, известняками и вулканическими породами ордовика – силура, перекрытыми терригенными отложениями девона. Оруденение приурочено к трем крутопадающим пластам кварцитовидных песчаников в южном крыле синклинали (рис. 10.4).

* Аргиллизация – метасоматическое замещение первичных минералов пород глинистыми минералами (монтмориллонитом, каолинитом и др.).

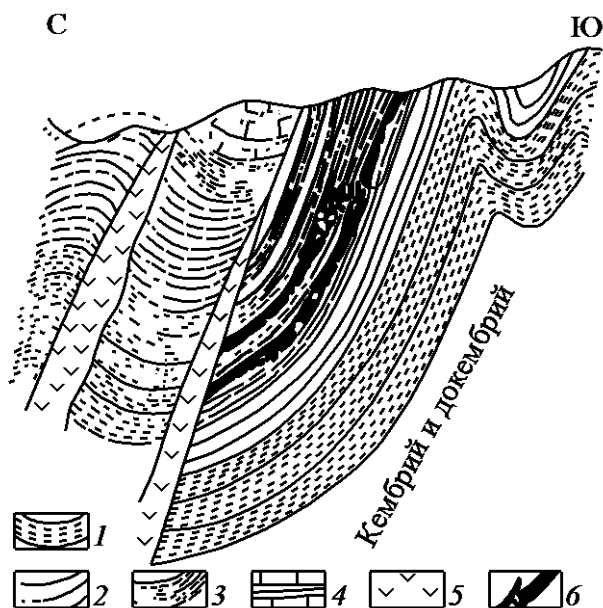


Рис. 10.4. Геологический разрез месторождения Альмаден. По [1]: 1-3 – отложения нижнего силура (1 – песчаники; 2 – глинистые сланцы; 3 – углистые сланцы); 4 – пиритизированные графитовые сланцы с прослоями известняков верхнего силура; 5 – дайки диабазового порфирита; 6 – рудоносные кварциты

Мощность пачки рудовмещающих пород до 70 м, а продуктивных горизонтов 8-25 м. Пластовые согласные рудные тела протяженностью по простиранию 350-400 м при мощности 2-14 м прослежены на глубину 500 м. Руды сложены в основном киноварью и кварцем с незначительным содержанием антимонита и пирита. В отдельных участках присутствует самородная ртуть (местами до 20%). Среднее содержание ртути в добываемой руде около 1%. Прежде добывались руды с содержанием до 8-10%, а в древности (разработка месторождения ведется уже более 2000 лет) до 20-30%. Текстура руд массивная, прожилковая и вкрапленная.

Сурмяно-ртутные месторождения приурочены к карбонатным формациям миогеосинклиналей (малоподвижных участков геосинклиналей с отсутствием или слабым проявлением вулканизма) и окраинно-материковых бассейнов. Возраст большинства месторождений палеозойский. Оруденение приурочено главным образом к крупным согласным пласто- и линзовидным залежам джаспероидов – кварцевых метасоматитов по известнякам. Поэтому промышленный тип рассматриваемого ртутно-сурмяного оруденения получил название *джаспероидного*. Наряду с согласными рудными пластами и линзами встречаются секущие жильные рудные тела.

Руды преимущественно вкрапленные, прожилково-вкрапленные, иногда брекчиевидные. Главные промышленные минералы руд – антимонит и киноварь. Среднее содержание сурьмы в рудах 2-6%, ртути – на один-два порядка меньше.

Джаспероидные месторождения включают 70% мировых запасов сурьмы и около 9% ртути. Они широко распространены в Средней Азии: Хайдаркан, Кадамджай, Джиджикрут и др. Уникальное по запасам сурьмы месторождение Сигуаньшань расположено на юге Китая.

Месторождение Хайдаркан (Средняя Азия, Южно-Ферганской сурьмяно-ртутный пояс) сложено осадочными породами среднего и позднего палеозоя (известняками, глинистыми сланцами и песчаниками девона и карбона), собранными в широтные складки с пологими антиклинальными сводами и крутыми крыльями (рис. 10.5).

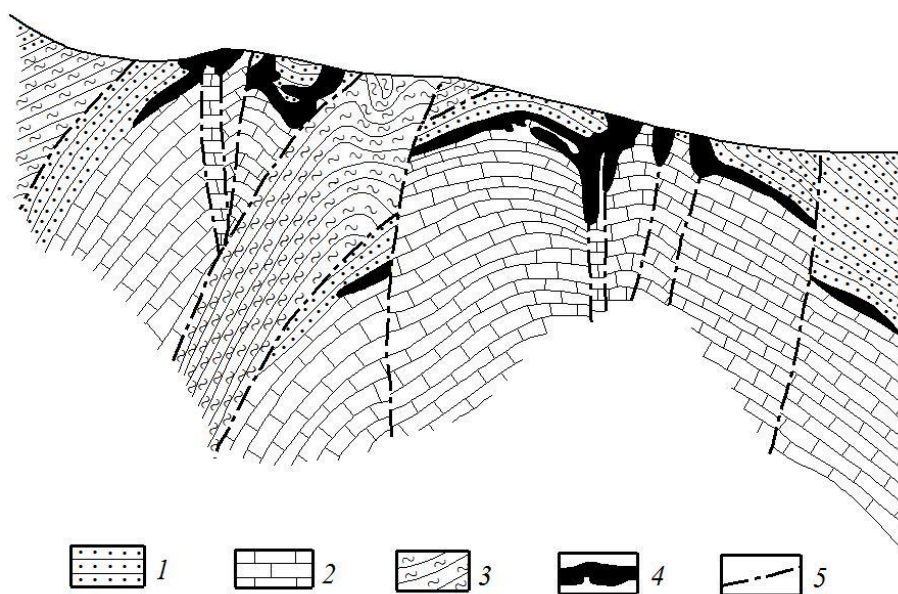


Рис. 10.5. Геологический разрез месторождения *Хайдаркан* по Н.А. Никифорову:
1 – песчаники; 2 – известняки; 3 – сланцы; 4 – руды; 5 – разрывные нарушения

Породный массив разбит широтными и диагональными разломами. Оруденение приурочено к брекчиям окварцованных известняков – джаспероидов. Рудные тела пластообразные и линзовидные, иногда трубо- и гнездообразные. Кроме того, часто встречаются ограниченные разрывными нарушениями клиновидные и полигональные рудные призмы, размещение

которых возможно связано с пострудным перемещением породных блоков. Выделяются ртутные и сурьмяно-ртутные руды. Главные рудные минералы: антимонит и киноварь, второстепенные – пирит, арсенопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит, реальгар и аурипигмент; жильные минералы – кварц, флюорит и кальцит, редко барит. Текстура руд вкрапленная, пятнистая, брекчиевая, массивная, друзовая.

Вольфрамо-сурьмяно-ртутные месторождения стратиформного типа, обладающие всеми признаками первично гидротермально-осадочных месторождений, подвергнутых в той или иной степени регенерации, известны сравнительно недавно – с 70-х годов прошлого столетия.

Примером месторождения рассматриваемого типа является Барун-Шивея, расположенное в Восточном Забайкалье (Агинский Бурятский автономный округ). Рудоносная толща предположительно позднерифейско-кембрийского возраста сложена полимиктовыми песчаниками, филлитами, углеродсодержащими серицит-хлоритовыми сланцами, кварцитами с прослоями известняков и вулканогенных пород. Продуктивный горизонт характеризуется ритмичным чередованием кварцитов и кварц-слюдисто-графитовых сланцев. По простиранию он прослежен на 5,5 км. Рудные тела в пределах этого горизонта выделяются по данным опробования и приурочены главным образом к прослоям кварцитов.

Основные рудные минералы – антимонит, киноварь, ферберит. Текстуры руд: прожилково-вкрапленная, послойно-вкрапленная, брекчиевая. Брекчиевые руды приурочены к линзовидным блокам раздробленных пород. Возраст наиболее поздней гидротермальной регенерации месторождения предположительно послеверхнемеловой.

Глава 11. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Месторождения данной генетической группы возникают в коре выветривания горных пород, которая формируется в приповерхностной части литосферы под влиянием атмосферных агентов (воды, кислорода, углекислого газа, перепадов температуры), различных кислот и микроорганизмов.

Химическое преобразование горных пород в коре выветривания осуществляется преимущественно путем окисления, гидратации и гидролиза минерального вещества при обычном атмосферном давлении и положительной температуре (до +20 °C). Кора выветривания распространяется, как правило, на глубину до уровня грунтовых вод (60-100 м от поверхности, редко – более). Для полезных ископаемых, образованных в связи с выветриванием горных пород, характерна землистая, каркасная, ячеистая, пористая, иногда брекчиевидная, сетчато-прожилковая текстура и колло-морфная, бобовая, микрозернистая, скрытокристаллическая структура.

Наиболее благоприятными для образования месторождений выветривания являются следующие условия: теплый влажный климат, повышенная водопроницаемость пород (первичная или созданная в результате их тектонической нарушенности), среднегорный холмистый рельеф местности, достаточно длительное время (миллионы лет) формирования коры выветривания.

Сохранность месторождений выветривания определяется режимом блоковой тектоники вмещающих их участков земной коры. При этом типичны три ситуации:

- 1) месторождения на приподнятых блоках разрушаются эрозией вплоть до полного уничтожения;
- 2) месторождения погружаются в нисходящих блоках и перекрываются мощной толщей осадков, что делает их труднодоступными;
- 3) месторождения практически полностью сохраняются под маломощным слоем осадочных пород в стабильных тектонических блоках.

Месторождения выветривания возникали в различные геологических эпохи – от архея до кайнозоя, но большинство из них формировалось в позднепалеозойско-кайнозойский период.

По степени разложения породообразующих силикатов выделяют три профиля коры выветривания, для каждого из которых характерны свои типоморфные минералы и полезные ископаемые:

- *гидрослюдистый* (гидрослюды, гидрохлориты, бейделлит, монтмориллонит);
- *глинистый* (каолинит, галлуазит, нонтронит, кварц);
- *латеритный* (гидроксиды алюминия и железа).

С корой выветривания гидрослюдистого профиля связаны месторождения вермикулита, глинистого – каолина и глин, латеритного – бокситов, железных руд, силикатного никеля и других.

По форме и условиям залегания тел полезных ископаемых различают месторождения площадной, линейной, линейно-площадной и приконтактовой коры выветривания (рис. 11.1)

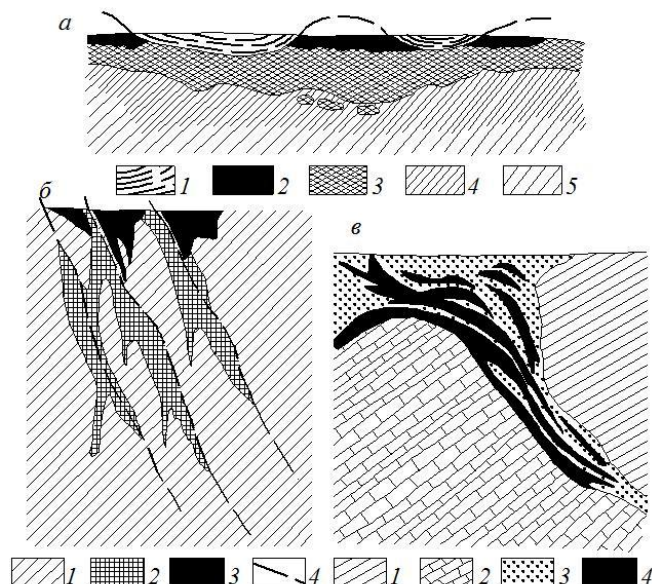


Рис. 11.1. Типы месторождений коры выветривания по В.И. Смирнову:

a – площадной (1 – покровные отложения; 2 – охристо-глинистые породы; 3-4 – серпентинит со скоплениями минералов никеля: 3 – нонтронитизированный, 4 – разложенный; 5 – неразложенный серпентинит); *б* – линейный (1-2 – серпентинит: 1 – неразложенный, 2 – выветрелый разложенный со скоплениями минералов никеля; 3 – охристо-глинистые породы; 4 – зона трещиноватости); *в* – приконтактовый (карстовый) (1 – серпентинит; 2 – известняк; 3 – карстовые отложения; 4 – руда)

Месторождения площадной коры выветривания плащом перекрывают коренные породы и представлены субгоризонтальными пласто-, линзообразными залежами со сложной нижней границей (см. рис. 11.1, *a*). *Месторождения линейной коры выветривания* имеют форму жилообразных

крутопадающих тел, развиваются по зонам разрывных нарушений или пластам пород, отличающихся повышенной водопроницаемостью (см. рис. 11.1, б). *Месторождения линейно-площадной коры выветривания* характеризуются признаками как площадного, так и линейного типа.

Приконтактные месторождения выветривания размещаются в виде серии линз и гнезд сложной морфологии вдоль контакта растворимых, поддающихся карстованию пород (обычно карбонатных), и силикатных пород, при выветривании которых образуется минеральное вещество полезного ископаемого (см. рис. 11.1, в).

Вещественный состав полезных ископаемых месторождений выветривания определяется составом исходных пород, по которым они образовались. В коре выветривания ультраосновных пород формируются месторождения силикатного никеля, скрытокристаллического магнезита и бурых железняков, обогащенных хромом, никелем и кобальтом. По алюмосиликатным породам образуются месторождения каолина и бокситов. По железо- и марганецсодержащим породам возникают соответственно железорудные и марганцеворудные месторождения выветривания.

По особенностям генезиса различают остаточные и инфильтрационные месторождения выветривания.

Остаточные месторождения образуются вследствие растворения и выноса грунтовыми водами минеральной массы, не имеющей ценности, и накопления в остатке вещества полезного ископаемого. Форма тел остаточных месторождений обычно неправильная пластообразная со сложной геометрией нижней границы. Иногда встречаются рудные гнезда и штоки.

Инфильтрационные месторождения возникают при растворении грунтовыми водами ценных компонентов, их фильтрации и переотложения вещества в нижней части коры выветривания. Для них характерны неправильной формы залежи, в которых ценные минералы образуют жилы, сеть прожилков, гнезда или цементируют обломки пород. Иногда образование минерального вещества полезного ископаемого происходит комбинированным

путем при преобладании остаточного или инфиль-трационного способа его накопления.

Остаточные месторождения наиболее многочисленны и разнообразны по видам полезных ископаемых. К ним относятся месторождения руд многих металлов и неметаллического минерального сырья.

Месторождения железа: гематит-сидерит-мартитовые (богатых железных руд) по железистым кварцитам (бассейны КМА в России, Криворожский на Украине, Хамерсли в Западной Австралии, Минас-Жерайс в Бразилии и др.), бурых железняков по сидеритам (Бакальская группа в Челябинской области), природнолегированных (хромом, никелем, кобаль-том) бурых железняков по ультраосновным породам (Серовское, Новокиевское, Аккермановское на Урале).

Богатые железные руды КМА представляют собой остаточные и переотложенные продукты донижнекарбонowego латеритного выветривания железистых кварцитов. Остаточные руды образуют линейные, площадные и линейно-площадные залежи мощностью от 30 до 200 м, иногда до 420 м. Площадь залежей колеблется от первых сотен квадратных метров до 10 км^2 , а их протяженность достигает 35 км при ширине 0,1-3,0 км. Переотложенные (осадочные) руды развиты в понижениях рельефа. Они составляют на месторождениях 3-17% от общего объема богатых руд и самостоятельного значения не имеют (рис. 11.2). Остаточные руды, как правило, полосчатые, мелко- и тонкозернистые.

Они сложены тремя разновидностями гематита (мартитом, дисперсным гематитом, железной слюдкой). В них присутствуют также гидрогетит, гетит, магнетит, пирит, марказит, кварц, каолинит, гидрослюды. Верхняя часть рудных тел представлена обычно плотными сидеритизированными рудами со средним содержанием железа 52,2-56%. С глубиной они сменяются более богатыми (59,0-65,5%) рыхлыми гематит-мартитовыми рудами. Суммарные запасы богатых железных руд КМА 29,32 млрд т. ($A+B+C_1+C_2$).

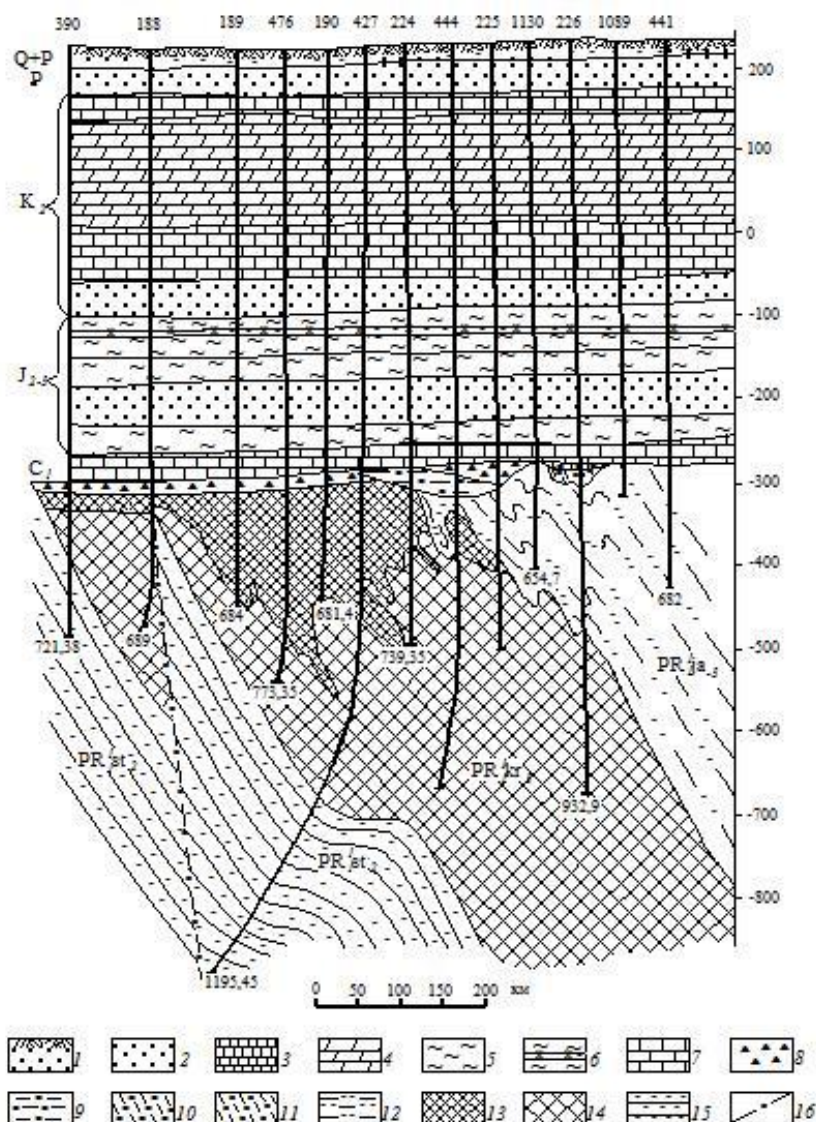


Рис. 11.2. Геологический разрез по профилю III-400 Яковлевского месторождения (Яковлевская залежь). По [9]:

1-9 – осадочные породы чехла: 1 – почвенно-растительный слой, суглинки, 2 – пески, 3 – мела, 4 – мергели, 5 – глины, 6 – глины с прослоями песчаника; 7 – известняки, 8 – осадочная богатая железная руда, 9 – осадочная глинисто-шамозитовая порода; 10 – аллиты; 11 – бокситы; *нижний протерозой – оскольская серия*: 12 – яковлевская свита ($PR_1^1 ja_3$) – углисто-кварц-слюдяные сланцы, песчаники, конгломераты; 13 – мартитовые руды; *курская серия*: 14 – коробковская свита ($PR_1^1 kr_3$) – железистые кварциты преимущественно железнослюдково-магнетитовые; 15 – стойленская свита ($PR_1^1 st$) – сланцы филлитовидные; 16 – линия разлома

Наиболее крупные месторождения: Яковлевское – 9,6 млрд т, Гостищевское – 10,4, Разуменское – 13,7 (запасы этого месторождения разведаны только по категории C_2 и не учтены государственным балансом). Все они находятся на большой (более 500 м) глубине, что затрудняет или делает на сегодня невозможной их рентабельную разработку. Функционирует только

Яковлевский подземный рудник с годовой производительностью около 1 млн т богатой руды. Расположенные на относительно небольшой глубине (50-180 м) запасы богатых железных руд Лебединского, Стойленского и Михайловского месторождений, с открытой разработки которых в семидесятых годах прошлого века началось масштабное освоение недров КМА, к настоящему времени почти все отработаны.

Месторождения марганца (пиролюзит-псиломелановые) образуются в коре выветривания марганецсодержащих метаморфических пород: карбонатных, железистых кварцитов, гондитов (состоят из кварца, спессартина, браунита, гаусманита, родонита) и кодуритов (преимущественно калишпатовых со спессартином и апатитом). Форма тел пластообразная. Запасы месторождений большие, руды богатые со средним содержанием марганца 30-50%. Такие месторождения распространены главным образом в Индии и Бразилии, встречаются также в Канаде, Венесуэле, Габоне, Гане, ЮАР и Австралии.

Месторождения бокситов возникают в коре выветривания глиноземсодержащих пород (кислых, щелочных, основных). Они широко развиты в приэкваториальных странах Африки и Азии. Примером таких месторождений в России является Висловское (КМА). Оно представлено залежами длиной 1-10 км, шириной 50-400 м, мощностью 0,25-48,6 м. Бокситы развиваются в коре выветривания филлитовидных сланцев. Содержание в них Al_2O_3 составляет 49,21-50%. Глубина залегания под покровом пород осадочного чехла 450-600 м.

Месторождения редкометалльные (тантал-ниобиевые) образуются в коре выветривания карбонатитов. Они представлены остаточными (элювиальными) россыпями пироклора и танталита. В России известно крупное месторождение такого типа – Томторское (на севере Якутии). Залегает в мощной (100-400 м) коре выветривания карбонатитов, в которых среднее содержание Nb_2O_5 составляет 0,27%. В рудах коры выветривания содержание

Nb_2O_5 на отдельных участках достигает 7,7%. За рубежом крупнейшим редкометалльным месторождением выветривания является Араша (Бразилия).

Месторождения каолина формируются по любым полевошпатовым породам, но чаще по кислым и щелочным. Залежи каолина пластообразные мощностью обычно не более 10 м. Минеральный состав полезного ископаемого: каолинит, монтмориллонит, халцедон, реликтовые минералы – кварц, мусковит, рутил. В России месторождения остаточных каолинов разведаны главным образом на Южном Урале (Кыштымское, Еленинское и другие в Челябинской области). Известны они на Украине (Просяновское, Глуховецкое, Новоселицкое) и в других странах.

Месторождения вермикулита образуются при выветривании пород, содержащих железомagneзиальные слюды (флогопит, биотит). Примеры месторождений: Ковдорское (Мурманская область), Инаглинское (Якутия), Слюдянка (Иркутская область), Кокшаровское и Татьянаовское (Приморский край).

Инфильтрационные месторождения немногочисленны по видам полезного ископаемого. Это главным образом силикатные никелевые руды и скрытокристаллический магнезит в коре выветривания ультраосновных пород.

Месторождения силикатных никелевых руд образуются в нижней части коры выветривания аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов. В первичных породах никель содержится преимущественно в оливине, отчасти в ромбическом пироксене, а после их серпенинитизации остается в серпентине. При выветривании серпентинитов никель переходит в водный раствор и выносится вглубь коры, где отлагается в виде вторичных силикатов, главным образом гарниерита $\text{Ni}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{x}(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и ревдинскита $(\text{Ni}, \text{Mg})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$, образующих в полуразложенных серпентинитах прожилки, жилы, участки штокверкового оруденения. Мощность площадных рудных тел составляет 3-20 м, а линейных 1-50 м. Содержание никеля в рудах 0,5-5% (в среднем около 1%), кобальта 0,03-0,07%.

В России месторождения силикатного никеля известны на Урале (Халиловское, Сахаринское, Верхнеуфалейское и др.). Крупные месторождения силикатного никеля находятся на Кубе, о. Новая Каледония, в Бразилии и других странах.

Месторождение Сахаринское (Южный Урал) относится к типу площадных кор выветривания и состоит из зон различного состава (рис. 11.3). Верхняя зона (мощность 0-25 м) сложена охристо-кремнистыми породами с гидроксидами железа и марганца, а средняя зона (10-30 м) нонтронитами и нонтронитизированными серпентинитами. Нижняя зона (до 45 м) сложена дезинтегрированными серпентинитами. Рудные тела пластообразной формы залегают в верхней части охристо-кремнистой зоны в верхней и нижней частях нонтронитовой зоны. Суммарная мощность рудных тел от 3 до 25 м, а содержание никеля колеблется от 0,3 до 12,8%.

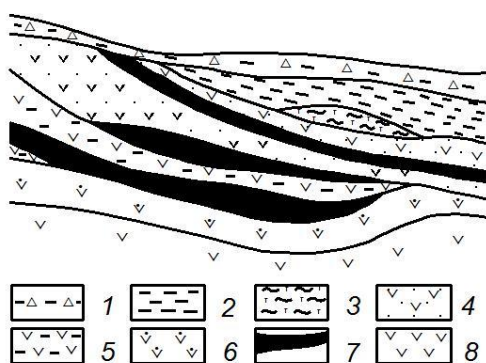


Рис. 11.3. Схема строения коры выветривания Сахаринского месторождения силикатных никелевых руд по В.А. Сысоеву:
1-3 – глины: 1 – антропогена, 2 – неогена, 3 – позднего олигоцена; 4 – охристо-кремнистые образования; 5 – нонтронитизированные серпентиниты; 6 – выщелоченные породы; 7 – рудные тела; 8 – аподунитовые серпентиниты, затронутые выветриванием

Месторождения скрытокристаллического магнезита представлены небольшими гнездами, линзами и жилам, в совокупности образующими штокверкоподобные зоны мощностью до 40 м. Такие месторождения известны на Южном Урале. Их промышленное значение невелико.

Инфильтрационно-остаточные месторождения формируются при выветривании апатитсодержащих карбонатитов с образованием фосфатных руд, содержащих инфильтрационный штаффелит (карбонатный фторапатит) и остаточный апатит. Наиболее известно Ковдорское апатит-штаффелитовое месторождение в Мурманской области, разработка которого начата в 2015 году. Запасы его составляют 36,7 млн т руды, а среднее содержание P_2O_5 – 14,6%.

Глава 12. ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Осадочными называются месторождения, образованные путем накопления полезных компонентов в осадках (механических, химических и биохимических) и последующего перераспределения этих компонентов в процессе диагенеза и катагенеза, т.е. превращения осадков в осадочные породы. Накопление механических осадков происходит и в воздушной среде под влиянием эоловых процессов, но их значение в формировании осадочных полезных ископаемых ничтожно.

12.1. Условия образования осадочных месторождений

По типу водоемов, в которых накапливается исходный осадочный материал, различают речные (аллювиальные), болотные, озерные и морские осадочные месторождения. Они образуются из перечисленных выше видов осадков с участием процессов их дифференциации (соответственно механической, химической и биохимической).

Механическая дифференциация проявляется разделением (сортировкой) обломочного материала по плотности, размеру и форме обломков. Например, с удалением от береговой линии озер и морей наблюдается уменьшение размера обломочных частиц в осадках. В прибрежной зоне накапливаются галечник, гравий, песок. Далее осаждаются алевроиты, а в наиболее глубоких внутренних частях водоемов – глины.

При равной величине обломков происходит их разделение по плотности – наиболее далеко от берега уносятся минералы с наименьшей плотностью. Большое влияние на механическую дифференциацию оказывают гидродинамические факторы. Ценные рудные минералы, обладающие повышенной плотностью, накапливаются на участках торможения речного потока, а также в узкой прибрежной полосе моря между линиями прилива и отлива, либо в волноприбойной зоне.

Химическая дифференциация – процесс последовательного отложения веществ, переносимых в виде истинных или коллоидных растворов. Основной

причиной химической дифференциации является нарушение химического равновесия раствора вследствие изменения физико-химических параметров среды осадконакопления: показателя кислотности-щелочности (pH), окислительно-восстановительного потенциала (Eh), давления, температуры, компонентного состава и концентрации каждого компонента и др.

Например, при формировании соляных месторождений в обстановке жаркого и сухого климата порядок кристаллизации солей из растворов морской воды зависит от их состава и концентрации, пределов совместной растворимости, температуры и времени испарения. В начале отлагается кальцит, затем гипс, галит, а в конце процесса – хлориды калия и магния. В соответствии с этим обычно в основании разреза соляных месторождений находятся карбонатные породы, которые вверх сменяются преимущественно сульфатными (с гипсом и ангидритом), а те в свою очередь – пластами каменной соли. Иногда каменная соль перекрывается слоями калийных и магниевых солей. Это означает, что процесс испарения в солеродном бассейне протекал непрерывно и достаточно долго, включая завершающую стадию выпадения хлоридов калия и магния.

Отложение растворенных в воде коллоидных соединений Al, Fe, Mn, вынесенных реками в озера и моря, происходит в их прибрежной зоне под воздействием главным образом электролитов, играющих роль коагулянтов. При этом вначале ближе к берегу накапливаются гидроксиды алюминия (бокситы), затем в верхней части шельфа отлагаются железные руды, а еще дальше осаждаются марганцевые руды. Дифференциация минеральной массы проявляется также в минеральном составе железных и марганцевых руд. В направлении от берега вглубь водоема наблюдается переход от оксидов к карбонатам. В залежах железных руд может быть дополнительно проявлена зона силикатного минералообразования в виде железистых хлоритов (шамозита, тюрингита), сменяющая в указанном направлении карбонатную.

Биохимическая дифференциация происходит вследствие избирательного усвоения животными и растениями некоторых элементов и накопления их

после отмирания организмов. Наиболее существенна роль биохимической дифференциации в образовании месторождений каустобиолитов (торфа, углей, горючих сланцев) и фосфоритов.

Вещество осадочных полезных ископаемых включает 1) сохранившиеся при выветривании обломки минералов и пород; 2) продукты химического выветривания пород (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда и др.); 3) органические остатки; 4) аутигенные образования, возникшие в процессе диагенеза и катагенеза осадков (карбонаты, фосфаты, углеводородные соединения и др.).

Тела осадочных полезных ископаемых исключительно сингенетичные, залегают согласно с вмещающими их осадочными породами и обычно занимают строго определенную стратиграфическую позицию. Они, как правило, имеют форму пластов и линз, иногда лент. Протяженность их от сотен метров до десятков километров, а мощность от дециметров до сотен метров.

Морские осадочные месторождения по своей геотектонической приуроченности подразделяются на геосинклинальные и платформенные. Для геосинклинальных месторождений характерно складчато-блоковое строение, а для платформенных – спокойное субгоризонтальное или пологонаклонное залегание тел полезных ископаемых и вмещающих их осадочных пород.

При осадконакоплении обычно смешиваются различные виды осадков и совместно проявляются присущие каждому их виду процессы дифференциации вещества. Тем не менее, всегда можно установить доминирующий вид осадка, дифференцированное накопление которого привело к образованию данного месторождения. По этому признаку осадочные месторождения разделяют на механические (обломочные), химические и биохимические.

12.2. Механические осадочные месторождения

В зависимости от того, что является ценностью в полезном ископаемом (осадочная порода сама по себе или находящиеся в ней ценные минералы),

различают два подтипа механических месторождений: 1) обломочных пород и 2) россыпей.

Месторождения обломочных пород представлены общераспространенными полезными ископаемыми, используемыми главным образом в качестве строительных материалов. Они сложены обычными породообразующими минералами (кварцем, полевыми шпатами, слюдами и др.). Наибольшее практическое значение имеют рыхлые породы (гравий, песок и глина).

Месторождения гравия по условиям образования разделяются на пролювиальные, аллювиальные, гляциальные, прибрежные озерные и морские. Разрабатываются месторождения, представленные современными гравийными отложениями. Они широко распространены по берегам Белого, Балтийского, Черного и Каспийского морей, в долинах крупных рек (Волги, Оки, Оби и др.).

Месторождения песка разнообразны по происхождению, но промышленное значение имеют главным образом аллювиальные, озерные и морские. По составу пески делятся на мономинеральные (олигомиктовые) и полиминеральные (полимиктовые). Среди мономинеральных наиболее распространены кварцевые пески, реже полевошпатовые. Самыми ценными являются кварцевые пески, используемые как стекольные и формовочные. Возраст месторождений песка колеблется от палеозойского до современного. Большинство месторождений высококачественных кварцевых песков в нашей стране расположены на Русской платформе (Люберецкое под Москвой, Балашлейское в Самарской области и др.).

Месторождения глин осадочного генезиса по условиям образования разделяются на пролювиальные, аллювиальные, озерные, морские, гляциальные и эоловые (лессовые). Главные породообразующие минералы глин – каолинит, монтмориллонит, пиррофиллит, аллофон, гидрослюда. Кроме того, в состав глин входят реликтовые минералы первичных пород (кварц, полевые шпаты и др.), а также гидроокислы железа и марганца, тонко дисперсное органическое вещество. По преобладанию того ли иного глинистого минерала или двух

минералов выделяют минеральные типы глин: каолинитовые (каолины), монтмориллонитовые, гидрослюдистые, каолинит- гидрослюдистые и др.

Наиболее высококачественные глины образуются на платформах, поскольку характерное для них медленное течение процессов денудации способствует наиболее совершенной дифференциации материала (отмучиванию глин) и полному химическому преобразованию осадка. Известны крупные месторождения глин различного возраста: каменноугольного (Боровичское в Новгородской области), юрского (Трошковское в Иркутской области), мелового (Латнинское в Воронежской области), палеогенового (Нижне-Увельское в Челябинской области).

Месторождения россыпей образуются в результате концентрации ценных минералов в обломочных отложениях, возникающих при разрушении и переотложении вещества горных пород и коренных месторождений полезных ископаемых у поверхности Земли. Россыпи могут быть сложены рыхлым материалом (глинисто- песчаным, песчаным, валунно-галечно-песчаным и др.) или сцементированной осадочной породой. По времени образования различают россыпи современные и древние, а по условиям залегания - открытые и погребенные под толщей горных пород. Простые россыпи представлены одним горизонтом полезного ископаемого, а сложные – двумя или несколькими горизонтами, разделенными пустыми породами.

В россыпях обычно концентрируются ценные минералы, обладающие высокой плотностью, химической устойчивостью, физической прочностью. Часть из них (золото, платина, алмаз, касситерит, вольфрамит, колумбит, танталит) попадает в россыпи главным образом при разрушении их коренных месторождений и проявлений, а также полей гидротермально измененных пород с рассеянной прожилковой и вкрапленной рудной минерализацией. Акцессорные минералы горных пород, освобождающиеся в процессе выветривания и денудации, образуют россыпи монацита, ильменита, рутила, титаномагнетита и циркона. По числу ценных минералов россыпи могут быть мономинеральными и комплексными.

По условиям образования месторождения россыпей подразделяются на элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, литоральные (прибрежно-морские), гляциальные и эоловые. Наибольшее промышленное значение имеют аллювиальные и литоральные россыпи.

Аллювиальные россыпи по их приуроченности к определенным элементам речной системы делятся на косовые, русловые, долинные, террасовые и дельтовые. Форма залежей полезного ископаемого пластовая, линзовидная, ленточная, шнурковая. Протяженность россыпей колеблется от десятков метров до 10-15 км, а иногда до 80 км (золотоносная россыпь реки Бодайбо) и даже 160 км (платиноносная Исовско-Турьинская россыпь). Ширина россыпей – от десятков до сотен метров, а крупных долинных россыпей – до 2-3 км и более. Мощность продуктивного пласта – от дециметров до нескольких метров.

В поперечном разрезе аллювиальных россыпных месторождений различают плотик – основание, на котором залегает россыпь; пески (пласт), торфа' и почвенные слой (рис. 12.1). Плотик бывает коренной, сложенный коренными породами дна речной долины, и ложный, подстилающий верхние залежи сложных россыпей. Обычно ложный плотик представлен плотной глиной. Пески – продуктивная часть россыпи, в которой концентрируются ценные минералы. Мощность песков (пласта) колеблется от дециметров до нескольких метров. Торфа' перекрывают пески и представлены обычно песчано-глинистыми отложениями, иногда с линзами галечника. В торфах содержание ценных минералов низкое или они вообще отсутствуют. По сути это вскрышные породы.

Выделяют следующие основные минеральные типы аллювиальных россыпных месторождений: золотоносные, платиноносные алмазоносные, касситерит-вольфрамитовые.

Золотоносные россыпи России размещаются главным образом в Восточной Сибири (Ленский район, включающий россыпи рек Бодайбо, Большая Догалдын, Маракан и Нигри), Якутии (бассейны рек Алдан, Яна, Индигирка и др.) и Магаданской области (бассейн реки Колымы). Аналогичные россыпи известны в США (Аляска, Калифорния), Австралии и других странах.

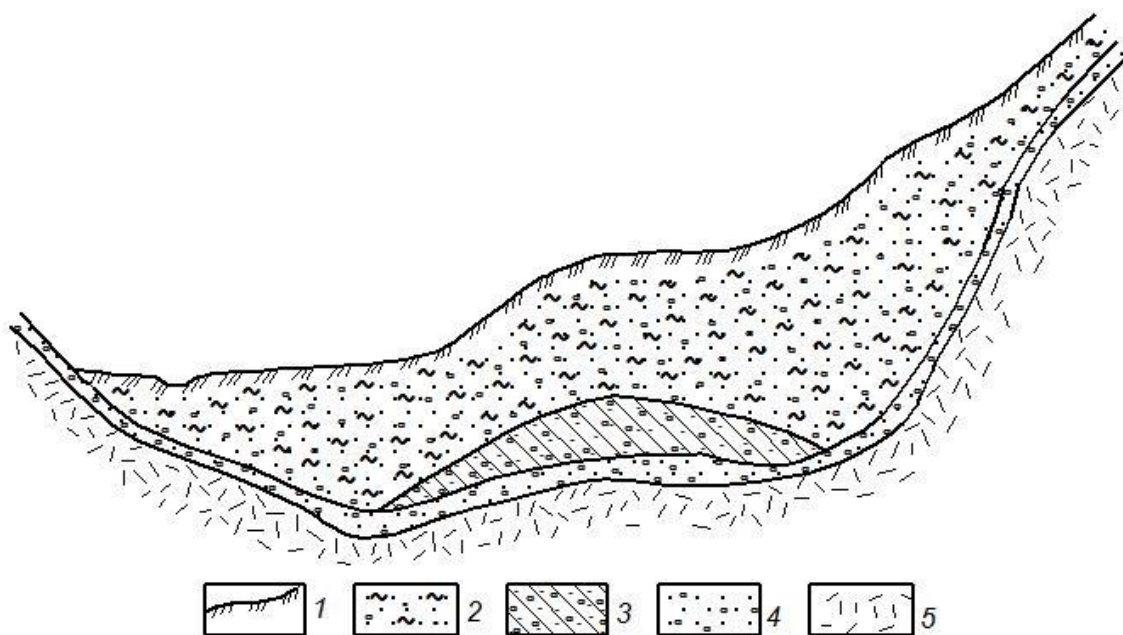


Рис. 12.1. Строение аллювиальной россыпи по В.Н. Котляру:

1 – насосы (почвенный слой); 2 – торфа; 3 – пески (пласт); 4 – безрудный аллювий; 5 – коренная порода

Месторождение Туора Тас (Восточная Сибирь) приурочена к среднегорному поднятию, представляющему собой палеоген-неогеновый пенеплен, расчлененный современной гидросетью. По бортам долин сохранились реликты террас, фиксирующих последовательные эрозионные циклы развития речной системы. Террасы р. Туора Тас золотоносны, но основная россыпь типично долинная пойменная (рис. 12.2). Коренным источником золота служат кварцевые жилы, локализованные в зоне северо-западного простирания, пересекаемой верховьями реки и ее притоков.

Платиноносные россыпи обычно связаны с дунитовыми телами гипербазитовых и базит-гипербазитовых массивов. Они установлены на Среднем Урале (наиболее крупной является Исовско-Турьинская россыпь в Свердловской области), Алданском щите (Инаглинская в Якутии и Кондерская в Хабаровском крае) и на севере Камчатки (россыпи реки Левтыринава-ем и ручья Ледяного).

Алмазоносные россыпи на территории России выявлены и разрабатываются в Якутии (одна из наиболее крупных россыпь Эбелях) и Урала (бассейн реки Вишера и др.), за рубежом - в странах Африки (ЮАР, Намибия, Ангола, Танзания), а также в Австралии, Венесуэле, Гайане.



Рис. 12.2. Россыпное месторождение *Туора Тас* по Ю. Трушкову:

1 – области водоразделов, сложенные песчаниками и сланцами триаса; 2 – дайки изверженных пород; 3 – кварцевые жилы и их высыпки; 4 – рудо-проявления золота; 5 – бровки террас; 6 – россыпи с повышенными содержаниями металла; 7 – россыпи с пониженными содержаниями металла

Касситерит-вольфрамитовые россыпи известны на северо-востоке нашей страны (например, Депутатское месторождение в Якутии) и в Забайкалье (Шерловогорское месторождение).

Литоральные (прибрежно-морские) россыпи образуются в прибрежной волноприбойной зоне. Выделяют две их разновидности: пляжевые россыпи, образующиеся в пределах пляжа и периодически осушаемой приливно-отливной зоне, и россыпи подводного берегового склона,

которые формируются под влиянием штормовых волн и подводных течений. Литоральные россыпи вытянуты вдоль береговой линии. Их протяженность – от сотен метров до десятков, иногда сотен километров, а ширина – до 30-50 м. Мощность продуктивных пластов (песков) обычно не превышает 0,3-1,0 м. В этих россыпях обычно концентрируются акцессорные минералы пород (монацит, циркон, рутил и др.), реже – алмаз, касситерит, вольфрамит, совсем редко – золото и платина. Известны также прибрежно-морские россыпи янтаря.

Монацитовые россыпи широко распространены у берегов Китая, Бразилии, Индонезии и Индии. *Алмазоносные россыпи* разрабатываются на Атлантическом побережье Западной Африки (от устья реки Оранжевая на юге до границы с Анголой на севере). *Ильменит-рутил-цирконовые россыпи* неоген-четвертичного

возраста известны в Австралии, Индии, ЮАР и других странах. В России, Казахстане и Украине установлены древние мезо-кайнозойские ильменит-рутил-цирконовые россыпи. Наиболее крупная из них представлена Правобережным месторождением Украины. В России разведаны месторождения Центральное (Тамбовская область), Лукояновское (Нижегородская область), Бешпагирское (Ставропольский край) и Туганское (Томская область).

Россыпи ванадийсодержащего титаномагнетита встречаются на побережье Черного и Каспийского морей, Курильских островов и Сахалина. *Вольфрамит-касситеритовые россыпи* локализованы в основном в странах Юго-Восточной Азии (Индонезии, Малайзии, Таиланде и др.). *Золотоносная россыпь* известна в США на побережье Аляски (месторождение Ном). *Россыпи янтаря* разрабатываются на побережье Балтийского моря в пределах Германии, Польши, России (Калининградская область).

12.3. Химические осадочные месторождения

Осадочные месторождения данного генетического класса образуются из растворов (истинных и коллоидных) и суспензий. Из истинных растворов в условиях аридного климата в замкнутых и полузамкнутых бассейнах повышенной солености (озерах, лагунах, заливах, внутриконтинентальных морях) возникают месторождения минеральных солей, гипса, ангидрита, барита. Образующие их осадки выпадают на дно в результате пересыщения растворов. Такие осадки называются **э в а п о р и т а м и**, а бассейны, в которых они накапливаются – **с о л е р о д н ы м и**. Формирование залежей эвапоритов можно наблюдать в современных солеродных бассейнах (например, в лагуне Кара-Богаз-Гол у Каспийского моря, бессточных озерах Волго-Урало-Эмбенского района). Из истинных растворов образуются также хемогенные карбонатные породы.

Преимущественно из суспензий и коллоидных растворов, образующихся за счет продуктов континентальной коры выветривания, возникают осадочные месторождения руд металлов (алюминия, железа, марганца, некоторых цветных и редких). Соединения этих металлов транспортируются реками и грунтовыми

водами в озера и моря, где они под воздействием находящихся в воде электролитов коагулируют и выпадают в осадок.

Месторождения руд алюминия, железа, марганца образовались в условиях гумидного (теплого и влажного) климата. Источником пере-численных металлов могли быть продукты латеритного выветривания обычных горных пород. Месторождения руд цветных металлов возникли в условиях аридного (жаркого и засушливого) климата. Источником этих металлов вероятнее всего являлись разрушенные выветриванием их ранее образованные месторождения или обогащенные ими горные породы.

В общем случае формирование осадочных рудных месторождений химического генетического класса протекало в три стадии: седиментацион-ную, диагенетическую и катагенетическую. О роли каждой из них судят по наличию и интенсивности проявления признаков оруденения, обусловленных процессами, характерными для той или иной стадии. Для рудных накоплений седиментационной стадии типичными являются следующие признаки: устойчивое невысокое содержание металла, слоистая текстура руд, постепенное выполаживание рудных тел, строго согласное их залегание с вмещающими осадочными породами.

Диагенетические процессы, протекающие в водоносных осадках после их захоронения на глубину до 200-300 м, могут существенно изменить первичный минеральный состав руд, их текстуру и структуру, привести к перераспределению ценных компонентов с обогащением отдельных участков рудоносного слоя, появлению локальных несогласий границ рудного тела со слоистостью вмещающих пород. В диагенетических рудах обычно широко развиты конкреции и оолиты.

В стадию катагенеза при воздействии температуры до 100° С и повышенном давлении возможно переотложение вещества поровыми водами и локализация его в трещинах с образованием рудных жил и прожилков. Все это может сопровождаться слабым низкотемпературными метасоматическими изменениями первичных руд и вмещающих их пород.

Упомянутые признаки эпигенеза особенно характерны для месторождений руд цветных металлов. Это обусловило существование альтернативной гидротермальной концепции их генезиса. Некоторые исследователи, не отрицая первично осадочное происхождение указанных месторождений, считают, что слагающее их рудное вещество осаждалось из гидротермальных растворов, достигших морского дна. Учитывая существенный элемент дискуссионности в проблеме происхождения месторождений руд цветных металлов, обладающих ярко выраженными признакам осадочного генезиса (стратиграфический и литолого-фациальный контроль оруденения), но вместе с тем и признаками явного эпигенеза руд, часто такие месторождения называют генетически нейтральным термином «стратиформными».

Основные типы химических осадочных месторождений: каменной и калийных солей, бокситов, железных и марганцевых руд, медистых песчаников, полиметаллических руд. К этому же генетическому классу осадочных месторождений относятся современные скопления железо-марганцевых конкреций и кобальто-марганцевых корок на дне Мирового океана.

Месторождения каменной и калийных солей в большинстве своем размещаются в осадочном чехле древних платформ и приурочены к их наиболее подвижным, интенсивно прогибающимся участкам: краевым прогибам, синеклизам, впадинам. Иногда месторождения минеральных солей встречаются в межгорных впадинах складчатых областей. Образование залежей солей происходило во все геологические эпохи от кембрия до неогена, но наиболее продуктивные из них кембрийская, пермская, юрско-меловая и неогеновая.

Для месторождений характерна следующая ассоциация пород: соли, гипс и ангидрит, карбонатные породы, соленосные глины и алевролиты. Они образуют галогенные формации, которые могут залегать среди пород морского и континентального происхождения. Породы морского происхождения представлены главным образом карбонатными (доломитами, доломитовыми известняками), а континентальные – красноцветными песчаниками и алевролитами. Галогенные формации могут подстилаться и перекрываться

морскими породами, подстилаться морскими, а перекрываться континентальными, и наоборот; размещаться среди континентальных красноцветных пород.

Глубина солеродных бассейнов периодически изменялась в связи с тектоническими движениями и колебаниями водного баланса. Глубина бассейнов, в которых отлагались соли, достигала 400-450 м. По мощности годовых слоев пород галогенной формации установлено, что время формирования собственно соляной толщи составляет 12-17 тыс. лет, а подстилающей глинисто-доломито-ангидритовой толщи 100-200 тыс. лет.

Встречается как спокойное, почти недислоцированное, залегание соленосных толщ, так и осложненное «соляной тектоникой», обусловленной низкой плотностью и высокой пластичностью солей. Выжимание соляных масс приводит к образованию соляных куполов и внутрипластовых разрывных нарушений (рис. 12.3). Соответственно по морфологии залежи солей делятся на пластовые и солянокупольные. Количество пластов на месторождении может варьировать от 2 до 10 и более при мощности 2-80 м. Суммарная мощность пластов солей различных месторождений также изменчива: от 5-25 до 600 м. В плане размеры пластовых месторождений изменяются от десятков-сотен до многих тысяч квадратных километров. Солянокупольные месторождения представлены массивами от сотен метров до 5 км в диаметре.

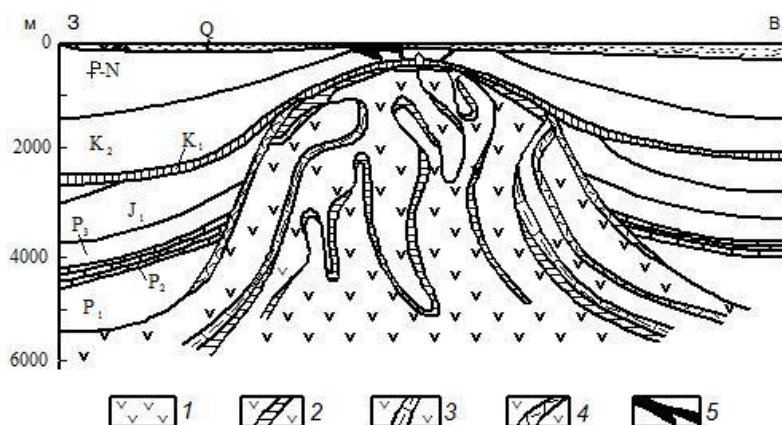


Рис. 12.3. Складчатость нагнетания в ядре диапирового соляного купола по А. Бенцу:
1 – соль; 2 – глина;
3 – известняки; 4 – ангидрит,
5 – битум

Месторождения каменной соли широко распространены в России и других странах мира. Наиболее крупные отечественные месторождения: Илецкое (Оренбургская область), Усольское (Иркутская область). Содержание NaCl (галита) в добываемой соли до 96-98%.

Месторождения калийных солей распространены гораздо меньше, чем галитовые, и по сравнению с ними имеют более мелкие размеры. В плане калийные соли всегда окружены каменной солью, и площадь их распространения составляет 5-40% общей соленосной площади. Стратиграфически пласты калийных солей залегают в верхней части соляной толщи, занимая незначительный по мощности интервал ее разреза. Есть месторождения, представленные одним пластом калийных солей, но обычно их несколько (до 25). При этом они чередуются с пластами каменной соли и соленосных пород. Мощность пластов калийных солей 0,5-25 м.

Основные калийсодержащие минералы солей сильвин (KCl), карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и полигалит ($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4$). Промышленностью в основном используются сильвин, в меньшей степени карналлит. Среднее содержание KCl в полезном ископаемом 18-25%. Кроме калийсодержащих минералов в нём присутствуют галит, ангидрит, карбонаты и глинистый материал.

Промышленные запасы калийных солей России сосредоточены в Верхнекамском месторождении (Пермская область), а также в Прикаспийском и Непском (Иркутская область) бассейнах. Калийные месторождения известны в Белоруссии (Старобинское, Петриковское и др.), Германии (Стассфуртское) и в других странах.

Месторождение Верхнекамское расположено на западном склоне северной части Урала и залегает в осадочных породах пермского возраста (рис. 12.4.). Продуктивная толща представлена чередованием слоев калийных солей (карналлита и сильвинита^{*}) мощностью 1-15 м и каменной соли мощностью 1-5 м. Ее подстилает горизонт каменной соли мощностью 250-400 м, переходящей с глубиной в массив ангидрит-доломитовых пород. Сверху она перекрывается слоем известково-мергелистых пород мощностью 50-250 м, на котором залегает известняково-песчаниковая и глинисто-песчаниковая толща мощностью 0-200 м.

^{*} – породы, состоящей из смеси галита и сильвина.

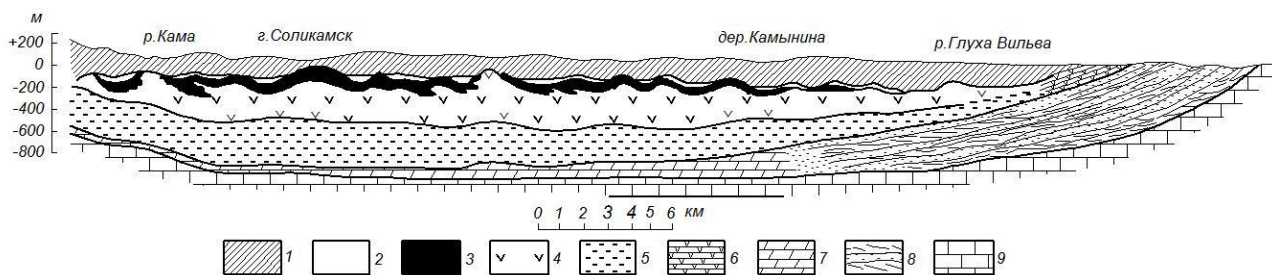


Рис. 12.4. Геологический разрез Верхнекамского месторождения. По А.А. Иванову:
 1 – покровные над соленосной толщей породы; 2 – покровная каменная соль; 3 – зона калийных солей; 4 – толща подстилающей каменной соли; 5 – ангидрит-глинистая толща; 6 – соленосные песчаники и глины; 7 – артинские доломитизированные мергели; 8 – артинские песчанико-конгломератовые отложения; 9 – нижнепермские известняки

Продуктивная толща состоит из нижнего сильвинитового горизонта средней мощностью 20,8 м и верхнего сильвинит-карналлитового средней мощностью 70,3 м. Сильвиниты мелко- и среднезернистые, текстура их слоистая, полосчатая, неяснополосчатая. Карналлитовая соль состоит из округлых или угловатых зерен карналлита, сцементированных агрегатом галита. В ней присутствуют ангидрит, сидерит, магнезит и глинистый материал. Эта соль служит сырьем для получения металлического магния. Среднее по месторождению содержание K_2O около 21%. Породы продуктивной толщи характеризуются высоким содержанием газов, главным образом метана, водорода и азота.

Месторождения бокситов образуются в результате размыва и переотложения вещества латеритных кор выветривания. Перенос алюминия осуществляется в виде коллоидных растворов и в составе механического латеритного материала, обогащенного глиноземом. В процессе диагенеза этот материал подвергается дальнейшей десиликации с увеличением концентрации глинозема. Осадочные бокситы представлены каменистыми, рыхлыми и аргиллитоподобными разновидностями. Текстура их массивная, брекчиевая и бобовая, структура пелитовая (глинистая), обломочная. По условиям образования осадочные месторождения бокситов подразделяются на платформенные и геосинклинальные.

Платформенные месторождения бокситов залегают в континенталь-ных терригенных отложениях преимущественно озерно-болотных фаций. Они

приурочены к краевым частям синеклиз и впадинам между выступами кристаллического фундамента, а также к эрозионно-тектоническим котловинам и долинам, в том числе связанным с карстованием карбонатных пород. Главные эпохи образования платформенных месторождений бокситов - каменноугольная, меловая и палеогеновая.

Для платформенных месторождений характерно почти горизонтальное залегание пластов и линзообразных тел, отсутствие метаморфизма бокситов и вмещающих пород, преобладание в составе руд гиббсита, широкое присутствие бемита и каолинита. Бокситы часто ассоциируют с каолиновыми глинами. Мощность рудных тел от первых до 10-15 м.

В России платформенные месторождения бокситов распространены в западной и северной периферических частях Московской синеклизы (Тихвинский, Северо- Онежский, Средне-Тиманский и Южно-Тиманский бокситоносные районы), а также на юго-западе Сибирской платформы и Енисейского кряжа (Чадобецкий и Приангарский районы). Аналогичные месторождения известны в Казахстане (бокситоносные районы Тургайского прогиба: Амангельдинский, Западно-Тургайский и Центрально-Тургайский) и других странах.

Геосинклинальные месторождения бокситов формируются в прибрежно-морских условиях. Они залегают преимущественно в карбонатных толщах. Месторождения приурочены к окраинам геосинклинальных прогибов и их внутренним частям (краевым зонам антиклинорий и срединных массивов). Бокситовые залежи образовались в перерывах осадконакопления и обычно залегают на неровной закарстованной поверхности известняков. Карстовые полости играли роль ловушек, благоприятных для накопления бокситов. Источником глинозема для образования бокситов были коры выветривания алюмосиликатных пород (основных эффузивов, сланцев и др.), на приподнятых прибрежных участках суши.

Форма бокситовых залежей пласто-, линзо-, карманообразная. Мощность их равна 3-20 м. Бокситовые залежи и вмещающие их породы обычно смяты в

складки и метаморфизованы. Бокситы геосинклинальных месторождений разнообразны по текстуре и структуре, характеризуются высоким содержанием и выдержанным качеством.

Бокситовые месторождения геосинклинальных областей имеют различный возраст и распространены во многих странах мира. Боксонское месторождение в Восточном Саяне имеет позднепротерозойский возраст, к девону относятся месторождения Северо-Уральского бокситоносного района (Свердловская область), к мелу и палеогену – месторождения Франции, Италии и других стран Средиземноморья, к неогену и четвертичному периоду – месторождения Ямайки и Гаити.

Месторождения Южной Франции. Бокситоносная зона протягивается вдоль побережья Средиземного моря на 400 км при ширине 60 км. Бокситы залегают в понижениях закарстованных известняков нижнего мела и перекрыты песчано-глинистыми породами верхнего мела (рис. 12.5). Рудные залежи пласто- и линзообразной формы, мощностью 5-20 м (в карстовых полостях до 100 м) и протяженностью до 10-30 км. Нижняя часть залежей сложена железистыми красными бокситами, вверх по разрезу они постепенно переходят в бокситы розового, серого и белого цвета. Бокситы диаспоровые, бёмитовые или гиббсит-бёмитовые. Структура их скрытокристаллическая, оолитовая; текстура полосчатая. Бокситы высокого качества (в добываемом сырье содержание Al_2O_3 – 55 вес.%). Общие запасы таких бокситов составляют 100 млн т.

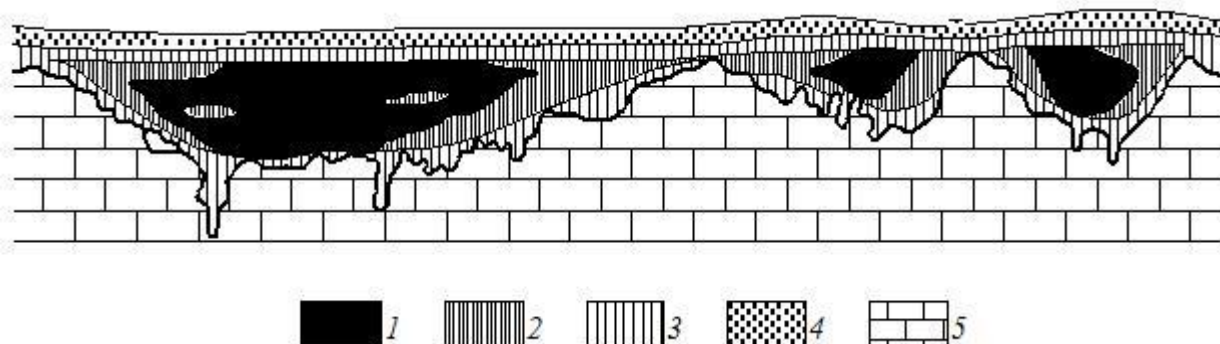


Рис. 12.5. Схематический геологический разрез месторождения Мазы (Франция) по И. Валетон:

1 – бокситы; 2 – бокситовые глины; 3 – каолиновые глины; 4 – марганцовисто-железистая корка; 5 – известняки

Месторождения железных руд осадочного генезиса представлены главным образом гидрогетит-гетит-лептохлоритовым минеральным типом, обладающим характерной оолитовой структурой. Месторождения такого типа известны в отложениях геосинклиналей, краевых прогибов осадочного чехла древних и молодых платформ. Продуктивные эпохи их образования: средний ордовик – девон, средняя юра – ранний мел, палеоген – неоген.

Наиболее крупные железорудные бассейны сформировались в мезозое и кайнозое на платформах, главным образом по периферии морских бассейнов (в лагунах, заливах), иногда в связи с отложениями палеорек. В таких бассейнах субгоризонтальные и пологонаклонные пласты руд протягиваются на десятки километров при мощности от первых до 10-25, иногда до 40 м, а запасы руд составляют от первых до десятков миллиардов тонн.

Руды сложены в основном оолитами и их обломками, сцементированными теми же минералами, которые образуют оолиты (гидроокислами железа, лептохлоритом) и песчано-глинистым материалом. В рудах некоторых месторождений присутствует также сидерит, который возникает при диагенезе железосодержащих осадков в восстановительных условиях. Среднее содержание в рудах железа равно 31-37%.

Большинство исследователей считает, что оолиты начинают образовываться еще в раннюю стадию диагенеза осадков. Центрами оолитов служат зерна глауконита, терригенных минералов, мелкие обломки раковин. Ритмическое чередование в оолитах оболочек разного состава обусловлено изменениями физико-химических параметров среды. По Е.Ф. Шнюкову (1965 г.) оолиты возникают в зоне мелководья под воздействием волновых движений воды, вызывающих вращение обломочных частиц, играющих роль центров, вокруг которых нарастают выпавшие в осадок хлопья коагулята соединений железа. Следы перемыва оолитовых руд, установленные на всех известных месторождениях, подтверждают, что их формирование происходило в подвижной водной среде.

В России оолитовые железные руды сосредоточены в крупнейшем Западно-Сибирском бассейне на территории Томской, Омской и Новосибирской областей, Алтайского и Красноярского краев (месторождения Бак-чарское, Колпашевское и др.). Запасы только Бакчарского месторождения составляют 28 млрд т. Однако в связи с глубоким залеганием (150-200 м и более) и трудностями обогащения руд они не разрабатываются. За рубежом подобные месторождения представлены следующими железорудными бассейнами: Аятским и Лисаковским (Казахстан), Лотарингским (Франция, Германия, Бельгия, Люксембург) и другими.

Месторождения марганцевых руд связаны с двумя формациями осадочных пород: платформенной песчано-глинистой и геосинклинальной карбонатной. Наиболее продуктивна первая из них. Залегающие в породах этой формации марганцевые месторождения расположены в основном на юге Восточно-Европейской платформы (Никопольский бассейн на Украине, Чиатурское месторождение в Грузии, Мангышлакское в Казахстане, Об-рочище в Болгарии и др.). Суммарно месторождения этого региона составляют более 70% мировых запасов марганцевых руд. Возраст месторождений олигоценовый. Формировались они в прибрежно-морских и лагунных фациях осадков.

Месторождения представлены обычно одним рудным горизонтом мощностью 1-6 м, в котором рудные прослои чередуются с песчано-глинистыми. Руды сложены агрегатами марганцевых минералов в виде конкреций, оолитов, желваков, обломков, натечных и землистых образований. Нерудная составляющая в них состоит из обломочных зерен кварца и полевого шпата, глинистого материала, глауконита, опала, барита. Кроме того, в рудах присутствуют лимонит, пирит и марказит. По минеральному составу руды делятся на окисные, сложенные в основном пиролюзитом $\beta\text{-MnO}_2$, псиломеланом $[(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}]$ и манганитом γMnOOH , и карбонатные, в составе которых преобладают родохрозит MnCO_3 и манганокальцит CaMnCO_3 . Содержание марганца в окисных рудах составляет 30-50%, а в карбонатных 15-30%.

Особенности размещения различных минеральных типов руд на месторождениях во многом обусловлены изменением окислительно-восстановительных условий рудогенеза в направлении от береговой линии к внутренним частям бассейна осадконакопления. Вблизи берега за счет обогащения донных осадков кислородом возникли окисные пиролюзит-псиломелановые руды. С удалением от береговой линии и уменьшением в связи с этим содержания в придонном слое кислорода в составе окисных руд преобладает манганит. В наиболее глубоких частях бассейна, где господствовали восстановительные условия и при разложении органического вещества образовывался углекислый газ, марганец накапливался в форме карбонатов (рис. 12.6).

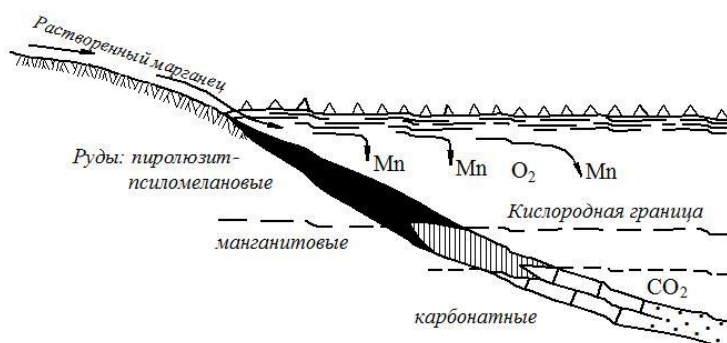


Рис. 12.6. Минерально-геохимическая зональность осадочных марганцевых месторождений. По [13]

При образовании марганцевых руд важную роль играли процессы диагенеза, с которыми связано перераспределение первоначально более или менее равномерного марганцевого оруденения, возникновение различного рода стяжений марганцевых минералов и в целом окончательное оформление минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд, внутреннего строения рудных тел.

Марганцевые месторождения, связанные с карбонатными породами, характерны для палеозоя. Они представлены преимущественно бедными труднообогатимыми карбонатными рудами, которые практически нигде в мире не разрабатываются.

Для России марганцевые руды являются дефицитным сырьем. Подавляющая часть общероссийских запасов марганца – карбонатные руды со

средним содержанием металла 19,76%. Около 67% этих запасов сосредоточено в Усинском месторождении (Кемеровская область).

Железомарганцевые конкреции и кобальтомарганцевые корки образуют обширные по площади скопления на дне пелагических (глубоководных) районов Мирового океана, для которых характерны минимальные скорости осадконакопления. Генезис этих образований во многом неясен. Относительно источника железа и марганца существует шесть основных версий:

- 1) континентальный снос и последующее осаждение на дне океана;
- 2) биологическая экстракция отмирающими организмами;
- 3) химическое осаждение из вод океана;
- 4) подводное разложение океанической водой богатых железом и марганцем вулканических пород основного состава;
- 5) поступление из подводных вулканических газов и гидротерм;
- 6) комбинированное образование из разных источников.

Накопление в конкрециях и корках элементов-примесей (Cu, Co, Ni и др.) обусловлено высокой сорбционной активностью гидроксидов железа и марганца. Источник этих элементов – воды океана.

Железомарганцевые конкреции (ЖМК) представляют собой стяжения шаровидной, эллипсоидной, лепешковидной, гроздьевидной формы. Их размер колеблется от 0,01 мм до 30 см, иногда до 1,5-2 м; наиболее распространенный 3-7 см. Ядром конкреций служат обычно гальки, угловатые обломки пород, остатки скелета водных организмов. Вокруг ядра формируется оболочка концентрически-полосчатого или скорлуповато-слоистого строения, выраженного чередованием рудных и нерудных прослоев. Рудное вещество представлено в основном гетитом, гидрогетитом и вернадитом ($\text{H}_2\text{MnO}_3 + \text{H}_2\text{O}$).

ЖМК характерны для глубоководных (4-6 км) областей океана с равнинным и всхолмленным рельефом, характеризующимися пологими (менее 50 м/км) склонами. Мощность рыхлых осадков в этих областях 50-200 м. ЖМК образуются на самой поверхности осадка в зоне «вода-осадок». Содержание компонентов в конкрециях, %: Mn – 17-25; Fe – 10-13; Co – 0,15-0,3 ; Ni – до 1,2; Cu – до 1. При

промышленной оценке ЖМК учитывается так называемый «никелевый компонент» – суммарное содержание Ni, Co, Cu. Промышленно интересными считаются участки скопления ЖМК продуктивностью 10 кг/кв. м и среднем значении никелевого компонента больше 2%.

ЖМК установлены на площади дна океана, равной почти 40 млн кв. км. Различают две группы скоплений ЖМК: тихоокеанскую, представленную обширными полями богатых руд, и атлантическую с более мелкими полями бедных руд. В восточной половине Индийского океана распространены ЖМК тихоокеанской группы, а в западной – атлантической.

Самый крупный участок богатых ЖМК расположен в северо-восточной части экваториальной зоны Тихого океана между трансформными разломами Кларион и Клиппертон (7-15° с.ш. и 120-155°з.д.). Размер его составляет 3,4 млн. кв. км. Именно в зоне Кларион-Клиппертон располагается российский участок Международного района морского дна. Площадь участка 75 тыс. кв.км. Среднее содержание ценных компонентов в ЖМК этого участка, % Mn – 26,8; Cu – 1,02; Co – 0,2; Ni – 1, 28. Общие ресурсы ЖМК Мирового океана оцениваются в 102 млрд т сухого вещества.

Кобальтомарганцевые корки (КМК) представляют собой обогащенные кобальтом, никелем, свинцом и другими компонентами скопления гидроксидов марганца и железа, образующие покровы мощностью 2-15, иногда до 25см на твердом субстрате морского дна, лишенном рыхлых отложений. Глубина морского дна в районах распространения КМК 500-3500 м, но поля наиболее богатых кобальтом корок расположены на глубине до 2000м. Они покрывают крутые склоны подводных гор (гайотов) и поднятий. Содержание металлов в КМК, % Fe – 15-20; Mn 15-25; Co – 0,25-0,7; Ni – 0,3-0,5; Pb – 0,12-0,17; Pt – 0,015-0,05.

Наибольшие по масштабам скопления КМК установлены в Тихом океане. Общие ресурсы КМК тихоокеанского дна оцениваются в 4, 3 млрд т. Российскими специалистами исследованы районы развития КМК в западном секторе приэкваториальной зоны Тихого океана. Наиболее детально изучены рудные поля гайотов (МЖ – 35 и МА – 15), прогнозные ресурсы которых составляют: Co – до

525 тыс. т., Mn – до 20 млн т., Ni – 435 тыс. т. Среднее содержание этих металлов в рудах, %: Mn – 22.6; Co – 0,6; Ni – 0,46.

Эксплуатация месторождений ЖМК и КМК дна Мирового океана пока нерентабельна из-за их трудной доступности и несовершенства существующих технологий добычи. Промышленное их освоение возможно через 25-30 лет.

Месторождения медистых песчаников и сланцев стратиформного типа представлены согласными с вмещающими породами пластами, линзами, иногда лентовидными телами прожилково-вкрапленных руд, испытавших заметные преобразования в процессе диагенеза и катагенеза. Они залегают в толщах пестроцветных терригенных пород, приуроченных к крупным депрессионным структурам и сформированных в платформенных условиях и на заключительных стадиях развития геосинклиналей.

Медистые песчаники и сланцы известны в отложениях различного возраста – от протерозоя до кайнозоя, но наиболее крупные их скопления характерны для протерозоя и верхнего палеозоя. Благоприятными для накопления осадочных концентраций меди были обширные аллювиально-дельтовые равнины, где в условиях мелководья и развития лагунно-дельтовых фаций образовывались седиментационные ловушки, аккумуляли-рующие медь и другие металлы.

Месторождения медистых песчаников и сланцев нередко обладают крупными и уникальными запасами меди. В них заключено более 22% мировых запасов этого металла. Протяженность рудных тел – от первых до 12 км, мощность – от первых до 10-15, иногда до 30 м. Часто месторождения представлены несколькими рудными телами, чередующимися в разрезе с прослоями пустых пород в пределах единого рудоносного горизонта. Наиболее распространены халькопирит-борнит-халькозиновый и галенит-халькопирит-борнит-халькозиновый минеральные типы первичных (неокисленных) руд. Содержание меди в рудах 1-6%. Кроме того, в них присутствуют в промышленных концентрациях свинец, цинк, серебро, иногда кобальт, уран и другие металлы.

Наиболее крупные месторождения медистых песчаников и сланцев находятся в Казахстане (Джезказган), Замбии (Нчанга, Чамбиши, Нкана и др.),

Заире (Камото, Мусоши), Польше (Легнице-Глогувское рудное поле), Афганистане (Айнак). Крупнейшим месторождением этого типа в России является Удокан (Северо-Восточное Забайкалье, Читинская область).

Месторождение Удокан залегает в толще метаморфизованных карбонатно-терригенных пород нижнего протерозоя. Структурная позиция месторождения определяется опрокинутой к северу мульдобразной складкой длиной 12 км при ширине до 4,5 км (рис. 12.7).

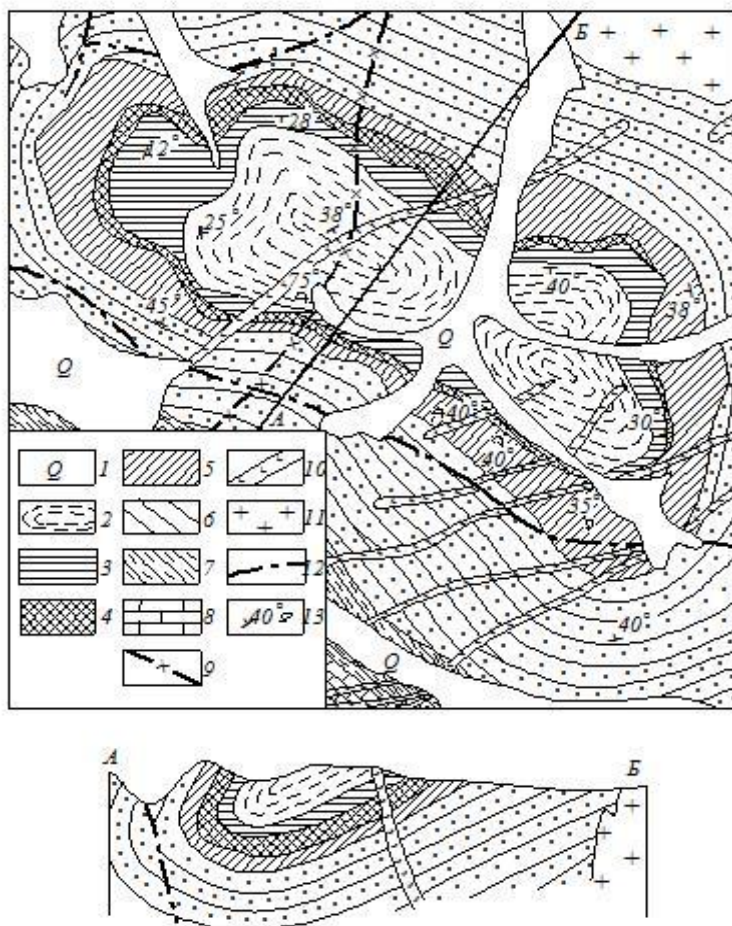


Рис. 12.7. Схема геологического строения месторождения Удокан по Э. Гринталю и В. Чечеткину:

1 – четвертичные отложения; 2 – намигинская свита – алевролиты, песчаники, аргиллиты; 3-5 – верхняя подсвита сакуканской свиты: 3 – надрудная пачка (известковистые и кварцевые песчаники, алевролиты), 4 – рудная пачка (известковистые и кварцитовидные песчаники, алевролиты), 5 – подрудная пачка (кварцитовидные и известковые песчаники, алевролиты, конгломерато-брекчии); 6 – средняя подсвита сакуканской свиты – магнетитсодержащие песчаники, гравелиты; 7 – нижняя подсвита сакуканской свиты – песчаники, филлитовидные сланцы, гравелиты, конгломерато-брекчии; 8 – бутунская свита – известняки, алевролиты, известковистые песчаники; 9 – дайки граносиенит-порфиоров; 10 – дайки габбро-диабазов; 11 – граниты чуйско-кодарского комплекса; 12 – тектонические нарушения; 13 – элементы залегания

Рудовмещающая толща мощностью 650-800 м на 95% сложена серыми и розовато-серыми ритмично переслаивавшимися песчаниками, в меньшей степени – алевролитами и аргиллитами. Меденосный горизонт, приуроченный к средней части толщи, имеет мощность от 50-100 до 250-270 м. В нем по результатам опробования установлено четыре рудоносных уровня. Рудные тела характеризуются согласным залеганием, форма их пластообразно-изометричная, линзовидная и лентовидная. Протяженность рудных тел до 2-3 км.

Выделяется 3 типа руд: пирит-халькопиритовые, халькопирит-борнитовые, борнит-халькозиновые. Руды представляют собой кварцито-видные песчаники или алевролиты с тонкой (десятые – сотые доли миллиметра) вкрапленностью сульфидов. Главные минералы – халькозин, борнит, халькопирит и пирит, а второстепенные – магнетит, гематит. Элементы – примеси: серебро, золото, висмут и др. Текстура руд вкрапленная, слоистая, пятнистая и прожилково-вкрапленная; структура цементная*, аллотриоморфнозернистая, графическая. Среднее содержание меди в рудных телах, оконтуренных по бортовому содержанию этого металла 0,6% колеблется от 1,34 до 1,67%. Среднее содержание серебра в балансовых рудах 12,9 г/т. Разведанные запасы меди более 20 млн т, что составляет 20,9% общероссийских запасов.

Свинцово-цинковые стратиформные месторождения осадочного генезиса связаны с морскими карбонатными толщами, обогащенными органическим веществом. Накопление свинца и цинка происходило в мелководных осадках заливов, лагун и краевых частей морских бассейнов в спокойной гидродинамической обстановке. Отложение свинца и цинка осуществлялось в форме сульфидов, чему способствовал сероводород, возникающий в процессе гниения органических остатков, а также в результате деятельности бактерий в придонном илу.

* Структура подвергшихся давлению зернистых пород (уцелевшие от раздробления зерна сцементированы мелкозернистым агрегатом раздавленных зерен).

Обычно свинцово-цинковые месторождения образуются в подвижных зонах внутренних и краевых частей платформ, в эпиплатформенных рифтовых структурах. Наиболее продуктивной в отношении стратиформного свинцово-цинкового оруденения была каледонская эпоха (кембрий-девон).

Рудные тела представлены пластами, лентами, которые размещаются в одном или нескольких стратиграфических горизонтах. Протяженность тел от сотен метров до первых километров, ширина – до 1000 м при мощности от 0,5 до 200 м (в среднем 10-20 м). Суммарное содержание свинца и цинка в рудах 3-11%.

Главные рудные минералы – сфалерит, галенит, второстепенные – пирит, марказит, халькопирит. Нерудная составляющая представлена доломитом, кальцитом, в меньшей степени баритом, кварцем, флюоритом. Текстуры руд послойные, вкрапленные, полосчатые, прожилково-вкрапленные, иногда массивные, брекчиевидные и друзовые.

Руды последних четырех текстурных типов образовались под влиянием катагенеза и последующего метаморфизма в связи с тектонической перестройкой земной коры на участках развития первично осадочного свинцово-цинкового оруденения. Указанными процессами обусловлены также наблюдаемые на некоторых месторождениях рассматриваемого генетического типа стадийность минералообразования и окolorудные изменения пород (доломитизация, окварцевание и аргиллизация).

Типичные представители стратиформных свинцово-цинковых месторождений: Сардана (Россия: Якутия), группа Миссисипи-Миссури (США), Пайн-Пойт (Канада), Миргалимсай и Ачисай (Казахстан). Подобные месторождения известны также в Узбекистане (Уч-Кулач), Италии (Райбл) и других странах.

Месторождение Миргалимсай расположено в пределах хр. Каратау. Оруденение локализовано в складчатой известняково-доломитовой толще пород верхнего девона (фаменский ярус). Оно приурочено к доломитам, содержащим органический углерод (до 4-5%) и битумы. Рудное вещество накапливалось в палеомульдах полужамкнутых водных бассейнов.

Рудолокализирующие породы, мощность которых колеблется от 2-7 до 24-28 м, отличаются повышенной концентрацией углерода. Рудные тела представлены тремя согласными пластовыми залежами (рис. 12.8.). Размеры их по простиранию до 2 км, по падению до 1 км. Мощность наиболее крупной залежи 1-6 м. Выделяются три типа руд: свинцовые, свинцово-баритовые и баритовые. Соотношение свинца, цинка и бария – 1:0,1:6. Главные минералы: рудные – пирит, галенит и сфалерит; нерудные – доломит, кальцит, барит, анкерит. Текстура руд вкрапленная, полосчатая, прожилковая, а структура мелкозернистая.

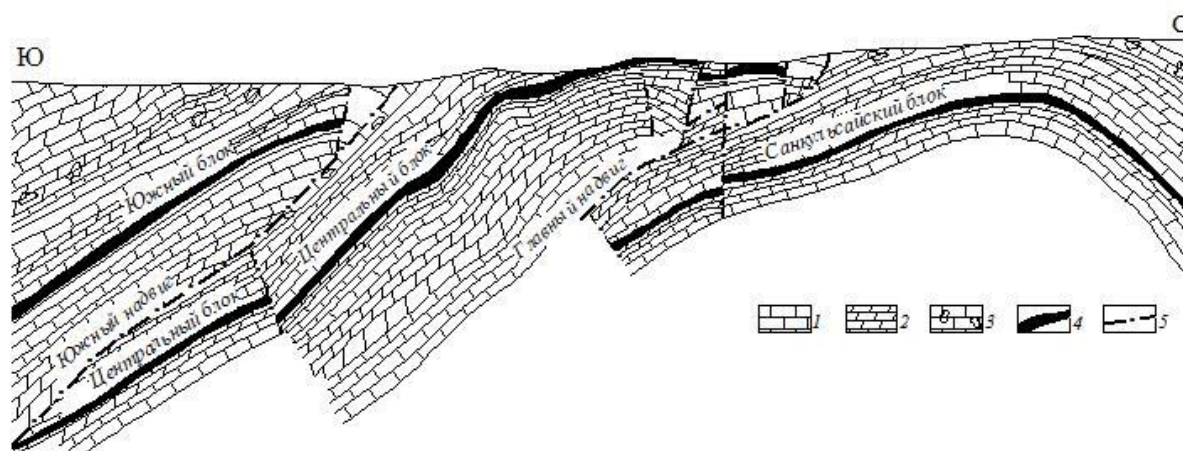


Рис. 12.8. Схематический разрез месторождения *Миргалимсай*.

По материалам Миргалимсайской ГРП: 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – брекчированные известняки; 4 – рудные тела; 5 – тектонические нарушения

12.4. Биохимические осадочные месторождения

Биохимические месторождения образуются главным образом из органических остатков, в которых при жизни организмов были накоплены полезные компоненты. Из скелетных органических остатков возникают органогенные карбонатные (известняк, мел) и кремнистые (диатомит) породы. Остатки растений и мягких тканей животных подвергаются сложным химическим преобразованиям с участием микроорганизмов. В результате этого формируются месторождения углей и горючих сланцев. Накопление фосфора при седиментогенезе происходит как из скелетных остатков организмов, так и в результате биохимических процессов с участием планктона. Возможно также образование биохимических месторождений (например, самородной серы) из

химических осадков, происхождение которых обусловлено жизнедеятельностью микроорганизмов.

Месторождения фосфоритов осадочного биохимического генезиса дают основную массу запасов и добычи фосфоритового сырья. Напомним, что фосфоритами называются осадочные минеральные образования, состоящие из фосфата (тонкодисперсного фторапатита $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{Ca}_2\text{F}_2$ или близких к нему минералов), кварца, глауконита, кальцита, доломита и глинистого вещества. Содержание P_2O_5 в фосфоритах 10-35%.

По особенностям состава и текстуры различают 4 разновидности фосфоритов: ракушечниковые, желваковые, зернистые и массивные.

Ракушечниковые фосфориты представляют собой существенно кварцевый песок или песчаник, насыщенный фосфатными раковинами и их обломками.

Желваковые или *конкреционные фосфориты* – скопления конкреций размером 0,5-5 см, редко до 35 см, сложенных темно-серым или бурым веществом, состоящим из разных нефосфатных минералов, сцементированных фосфатом. Желваки залегают обычно в песке, глине, меле, иногда в других осадочных породах. Желваки могут срастаться друг с другом или скрепляться фосфатно-карбонатным, иногда железистым цементом, образуя так называемую фосфоритовую плиту.

Зернистые фосфориты обычно представлены песчаниками, реже известняками и мергелями, насыщенными мелкими (до 1-2 мм) стяжениями (оолитами) и гальками фосфатов. Иногда они не сцементированы и образуют фосфоритный песок.

Массивные фосфориты – микрозернистые однородные породы темно-серого, бурого, черного, иногда белого и светло-серого цвета, похожие по внешнему виду на окремненные известняки. Они состоят из мельчайших оолитов и зерен фосфоритового вещества, сцементированного фосфатно-карбонатным или фосфатно-кремнистым цементом.

Осадочные биохимические месторождения фосфоритов образуются на дне морских бассейнов и представлены залежами пластовой формы. Пласты ракушечниковых фосфоритов связаны с местами гибели донных организмов, строивших свой скелет из фосфата кальция. Чаще всего это раковины брахиопод. Относительно генезиса желваковых, зернистых и массивных фосфоритов существуют две основные концепции.

Одна из них, разработанная А.В. Казаковым (1937 г.), основана на результатах изменения концентрации фосфора в различных по глубине слоях вод Мирового океана. Согласно ей сносимый с континентов в океан фосфор в верхнем слое воды (примерно до глубины 50 м) почти полностью поглощается фитопланктоном, который при отмирании опускается вниз. На глубине 400-1000 м за счет повышенного содержания в воде углекислоты, обусловленного разложением органических остатков, фосфор организмов переводится в раствор. Обогащенные фосфатом холодные воды глубинными восходящими течениями выносятся в область шельфа, где в результате уменьшения гидростатического давления и нагрева вод происходит уменьшение парциального давления углекислоты. Это обстоятельство приводит к перенасыщению вод карбонатами и фосфатами, которые выпадают в осадок на участках шельфа глубиной 50-150 м.

Вторая концепция предложена Г.И. Бушинским (1954 г.). В ней также признается роль планктона как основного концентратора фосфатов из морской воды. Отмирая, планктон падает на дно, разлагается и обогащает иловые воды фосфатом. При благоприятных условиях (пышный расцвет планктона, массовое его отмирание, небольшая глубина и повышенная температура воды) происходит пересыщение иловых вод фосфатом, который выпадает в осадок и затем диагенетически перераспределяется в нем с образованием фосфоритовых стяжений (конкреций, оолитов). За счет длительных и частых перемывов отложенного материала тонкие нефосфатные примеси выносятся из фосфоритоносного пласта и происходит его обогащение.

По условиям образования осадочные биохимические месторождения фосфоритов подразделяются на платформенные и геосинклинальные.

Платформенные месторождения фосфоритов представлены главным образом желваковыми, реже ракушечниковыми и зернистыми типами. Они формировались в мелководных эпиконтинентальных морях преимущественно в ордовикскую и особенно мел-палеогеновую эпоху. Месторождения располагаются вдоль древней береговой линии, главным образом в терригенных и карбонатно-терригенных комплексах осадочных пород. Продуктивная толща содержит 1-3 фосфоритных слоя небольшой (от дециметров до 2 м, редко более) мощности, перемежающихся с прослоями пустых пород примерно такой же мощности. Содержание P_2O_5 10-20%.

Примеры платформенных месторождений фосфоритов: желваковых – Егорьевское (Московская область), Полпинское (Брянская область), Щигровское, Трухачевское и др. (Курская область), Вятско – Камское (Кировская область), ракушечниковых – Кингисеппское (Ленинградская область), зернистых – Унечское (Брянская область).

Щигровское месторождение сеноманского возраста представлено субгоризонтально залегающей фосфатной плитой (кварц-глауконитовым песчаником, плотно сцементированным фосфатной массой) мощностью 0,1-0,35 м и двумя слоями кварц-глауконитовых песков примерно такой же мощности, содержащими многочисленные желваки фосфоритов размером до 5 см в диаметре. Один из этих слоев перекрывает, а другой подстилает фосфатную плиту. В фосфоритоносных породах присутствует большое количество фаунистических остатков, замещенных фосфатами (рис. 12.9).

Геосинклинальные месторождения фосфоритов формировались вдоль широких мелководных шельфов глубиной до 250 м. В геосинклинальных областях преимущественно распространены массивные фосфориты. Главные эпохи их образования: рифей – средний кембрий, пермь и кайнозой. Месторождения залегают главным образом в кремнисто-карбонатных толщах пород. Мощность пластов фосфоритов достигает 17 м при высоком (22-36%) содержании P_2O_5 .

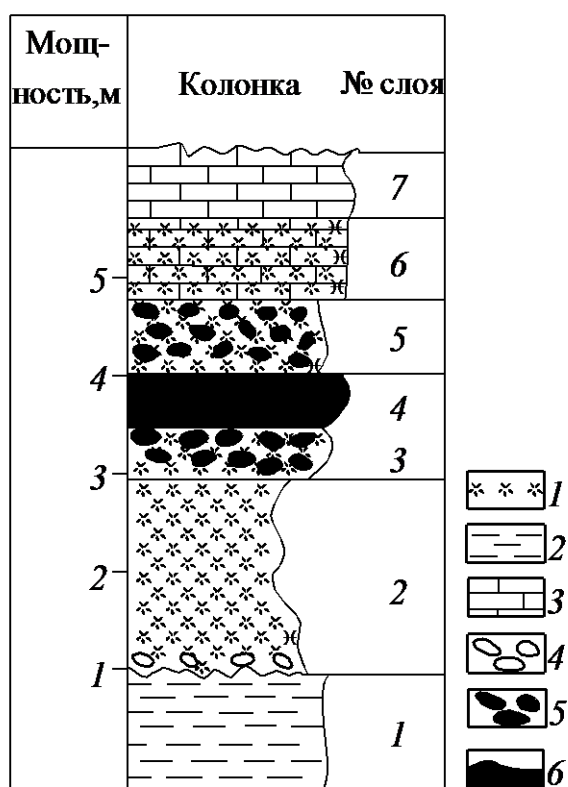


Рис. 12.9. Литологический разрез Березовского карьера Щигровского месторождения по В.Н. Холодову и др.: 1 – песок кварц-глауконитовый; 2 – глина черная; 3 – мел; 4 – фосфатные гальки; 5 – желваковые фосфориты; 6 – фосфоритовая плита

Наиболее крупные месторождения массивных фосфоритов расположены в Казахстане (Каратаусский бассейн), США (месторождения Скалистых гор) и странах Северной Африки (Марокко, Алжире, Тунисе). В России месторождения массивных фосфоритов, подобных по условиям залегания

Каратаусским, выявлены в восточной части Алтае-Саянской области (Харанурское, Ухогольское, Боксонское). Однако они представлены бедными (8-25% P_2O_5) труднообогатимыми фосфоритами.

Месторождения самородной серы биохимического осадочного генезиса образуются в озерах и морских лагунах повышенной солености, на дне которых осаждались сульфаты (гипс и ангидрит) и органическое вещество. В этих осадках за счет анаэробных бактерий происходило восстановление (редукция) сульфатов с одновременным образованием сероводорода и карбоната кальция. Сероводород, поднимаясь вверх и достигая зоны, содержащей свободный кислород, окислялся до самородной серы (чисто химически или с помощью серных аэробных бактерий), которая оседала на дно, где смешивалась с кальцитом.

Таким путем возникали сингенетичные месторождения серы, приуроченные к толщам переслаивания сульфатных (гипс, ангидрит) и карбонатных (известняк, доломит, мергель) пород. Сероносными являются пласты карбонатных пород.

Стратиграфически биохимические осадочные месторождения серы концентрируются главным образом в отложениях перми и неогена, характеризующихся максимальным накоплением сульфатов.

В сероносных пластах, мощность которых колеблется от дециметров до 25-45 м, сера встречается в виде рассеянных кристаллов и тонкодисперсных агрегатов, иногда образует прослои или гнезда в виде сплошных масс. Содержание серы 10-28%. Остальное представлено кальцитом, доломитом, гипсом, кварцем, халцедоном, глинистым веществом. Часто на месторождениях серы проявлены битумы, которые окрашивают ее в грязные красновато-коричневые тона.

Месторождения серы осадочного биохимического генезиса известны в Среднем Поволжье (Самарская область) – Водинское, Алексеевское и др., в Предкарпатье – на Украине (Раздольское, Язовское и др.), а также в некоторых странах Средиземноморья (Италии, Франции, Испании) и на побережье Мексиканского залива (США, Мексика), где сероносные тела приурочены к соляно-купольным структурам. Особенно следует отметить крупнейшее месторождение серы (Мишрак), расположенное в Ираке. Оно открыто советскими геологами, проводившими поисково-разведочные работы в 1960-1962 гг. по договору с правительством Ирака. Запасы серы этого месторождения составляют более 100 млн т при среднем её содержании 19,8-25,5%.

Месторождения ископаемых углей образуются из остатков растений и планктона, накапливающихся на дне водоемов. По характеру исходного органического вещества угли подразделяются на две основные группы: *гумолиты*, состоящие из остатков высших растений, и *сапропелиты*, образованные при разложении низших растений и планктонных организмов, в тканях которых преобладают белки и жиры. Известна также переходная группа углей – *сапрогумиты*. Среди гумолитов выделяют гумусовые угли (гумиты), образованные из лигнин-целлюлозных тканей, и липтобиты, состоящие главным образом из наиболее устойчивых к разложению частей

растений: оболочек спор, кутикулы (тонкой бесструктурной пленки, покрывающей листья и молодые побеги), пробковой ткани коры, смоляных тел.

Основную массу ископаемых углей составляют гумусовые угли. Липтобиолиты представлены редко встречающимися типами углей: барзасситом (кутикуловым углем), лопинитом, состоящим из компонентов коры деревьев, и др. Сапропелевые угли (сапропелиты) также имеют небольшое распространение. Обычно они залегают в виде прослоев и линз среди гумусовых углей и добываются совместно с ними. Наиболее известная разновидность сапропелита – богхед, в составе которого преобладают остатки водорослей.

Исходным материалом для образования наиболее распространенных гумусовых углей был *торф* – продукт гумификации (биохимического разложения и преобразования) растительных тканей во влажной среде и при затрудненном доступе кислорода. Накопление торфа происходило автохтонно на месте произрастания растений или аллохтонно в результате их сноса водными потоками в озера и прибрежные части морей. После перекрытия торфяников толщей терригенных осадков и их погружения биохимические процессы прекращались и гумификация сменялась *углефикацией* – совокупностью процессов преобразования торфа в уголь под влиянием повышенного давления и температуры. На ранней стадии углефикации возникал *бурый уголь*, затем *каменный уголь*. Каменный уголь самой высокой степени углефикации называется *антрацит*. Углефикация наиболее интенсивно проявилась в складчатых областях.

Месторождения углей обычно представлены *угленосной толщей* – комплексом преимущественно терригенных пород, содержащих пласты угля. Мощность угленосных толщ различных месторождений колеблется от нескольких метров до 10 км и более, а количество пластов в этих толщах от одного-двух до нескольких сотен при мощности от нескольких сантиметров до 200 м. Угольные пласты, как правило, содержат прослои песчано-глинистых или углистых пород, количество которых в мощных пластах достигает десятков, иногда сотен. Мощность породных прослоев в пределах одного

пласта изменяется от сантиметров до метра и более. Часть пласта, заключенная между соседними прослоями, называется пачкой. Размеры площадей угленосных отложений изменяются от единиц до нескольких тысяч квадратных километров. Наиболее крупные площади угленакопления, приуроченные к единой крупной тектонической структуре, называются *угольными бассейнами*.

Угленакопление в геологической истории Земли происходило с силура до неогена. Максимум угленакопления приходится на верхний карбон-пермь, юру и верхний мел-неоген. По условиям образования различают платформенные и геосинклинальные угольные месторождения. Для платформенных месторождений характерно горизонтальное, слабоволнистое или мульдообразное залегание угленосной толщи (рис. 12.10, а). При этом угли обычно остаются на стадии бурых. Только на отдельных месторождениях в связи с региональным метаморфизмом образуются каменные угли, а под влиянием контактового метаморфизма даже антрацит (Тунгусский бассейн). Геосинклинальные месторождения имеют складчатое строение с развитием большого количества разрывных нарушений (рис. 12.10, б). Они представлены различными марками каменного угля, вплоть до антрацита.

Уголь состоит из органической массы, минерального вещества и влаги. *Органическая масса угля* представлена, главным образом, в различной степени гелефицированной растительной тканью (от сохранившей клеточное строение до полностью превращенной в гель) и примеси так называемых форменных элементов – измененных растительных остатков, сохранивших свои первоначальные очертания и строение. Форменными элементами являются обрывки растительных тканей, кутикулы, оболочки спор, смоляные тела. Органическая масса углей состоит из углерода (60-96%), водорода (1-12%), кислорода (2-20% и более), азота (1-2%).

Минеральное вещество угля состоит из неорганической части растений – углеобразователей, терригенного материала, приносимого водой и ветром в процессе накопления исходного растительного вещества; химических осадков,

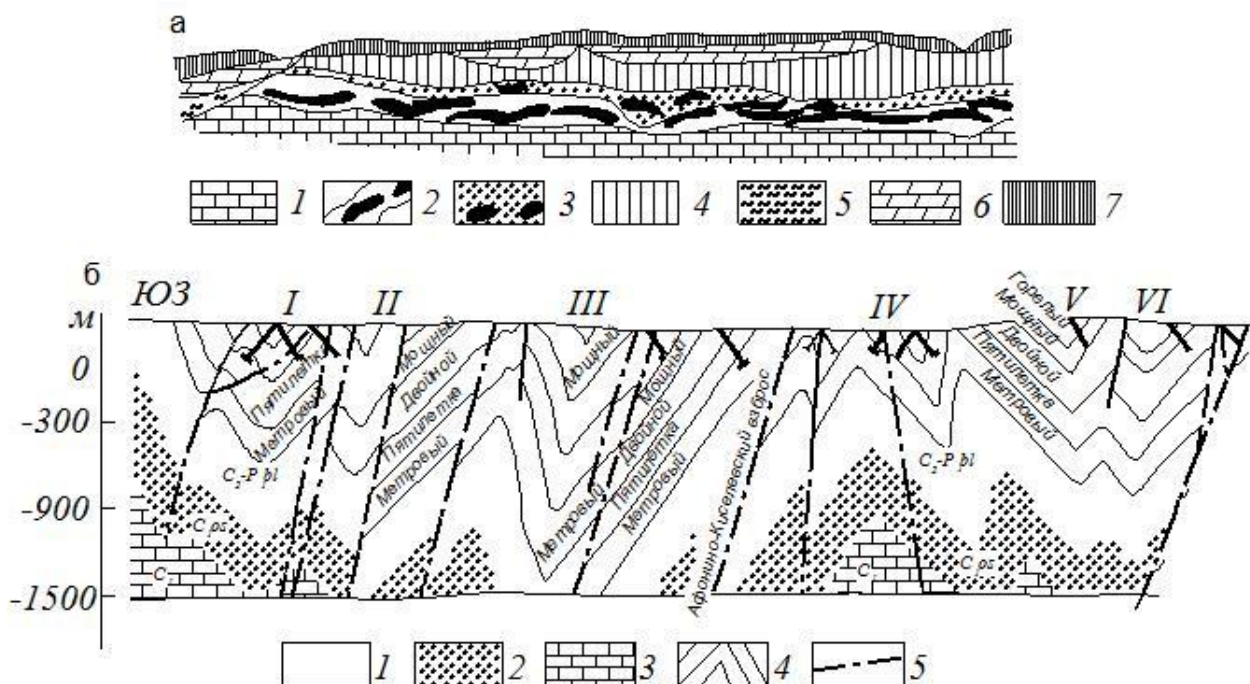


Рис. 12.10. Схематический геологический разрез южного крыла Подмосковского угольного бассейна платформенного типа (а) и Прокопьевско-Киселевского района Кузнецкого геосинклинального угольного бассейна (б):

а: 1 – подугленосные отложения девона – карбона; 2-3 – угленосная формация нижнего карбона: 2 – бобриковский горизонт; 3 – тульский горизонт; 4 – средне- и верхнекарбоновые породы; 5 – юрские отложения; 6 – меловые породы; 7 – четвертичные образования;

б: 1 – угленосная балахонская свита (C_2-P_1bl); 2 – острогская свита (C_1os); 3 – морской нижний карбон (C_1); 4 – пласты угля; 5 – тектонические разрывы: I-VI – номера синклиналей

отлагающихся синхронно с этим процессом. Минеральные примеси содержатся в углях в рассеянном состоянии, а также в виде кристаллов, их агрегатов, конкреций. Состав минеральных примесей: зерна кварца, глинистое вещество (главным образом каолин), пирит, марказит, сульфаты, карбонаты, а также соединения, содержащие калий, натрий, фосфор и другие элементы. Известны случаи накопления в углях промышленных концентраций урана, германия и ванадия. При сжигании углей большая часть минерального вещества переходит в золу. Зольность углей колеблется от 1,2-6,5 до 30-55%. Содержание серы в углях составляет 0,1-5%, но иногда достигает 8-11%, фосфора 0,02-0,12%.

Крупнейшие угольные бассейны России – Кузнецкий (Кемеровская область), Канско-Ачинский (Красноярский край), Тунгусский (Иркутская область), Ленский (Республика Саха-Якутия) Печорский (Республика Коми).

Мировые промышленные запасы угля составляют 984,2 млрд т., причем более 80% их находится в семи основных угледобывающих странах: США, России, Китае, Австралии, Индии, Германии и ЮАР. Общероссийские запасы угля ($A+B+C_1+C_2$) равны 278 млрд т., а промышленных категорий ($A+B+C_1$) – 199 млрд т. В целом мировой угольный потенциал по разным оценкам оставляет от 14,8 до 32,5 трлн т. В переводе на условное топливо ресурсы угля превышают ресурсы нефти и газа соответственно в 20 и 25 раз. Наиболее богатые угольными ресурсами страны: Россия (4,25 трлн т.), США (3,6 трлн т.) и Китай (1,46 трлн т.).

Глава 13. ГИДРОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К гидрогенным относятся месторождения, образованные путем отложения минерального вещества из грунтовых и артезианских вод. Источником ценных компонентов для них являлись расположенные в области питания водоносных горизонтов горные породы, из которых эти компоненты выщелачивались атмосферными водами, богатыми кислородом. Перенос компонентов осуществлялся в виде соединений, устойчивых в зоне гипергенеза – карбонатных, гумидных, реже сульфатных и других комплексов.

Отложение минерального вещества происходило в результате распада комплексных соединений при взаимодействии с сильными восстановителями (углистым веществом, битумами, сульфидами). Участки водоносного горизонта, на которых окислительная обстановка сменялась на восстановительную и происходило отложение минерального вещества, называются *геохимическими барьерами*.

Гидрогенные месторождения обычно размещаются в осадочном чехле платформ (древних и молодых) и приурочены к областям их тектонической активизации. Тектонические движения обуславливают вертикальные и блоковые перемещения земной коры, выведение на поверхность пород фундамента, богатых ценными компонентами; складчатые деформации пород осадочного чехла способствуют активизации гидродинамического режима подземных вод.

Наиболее важными в промышленном отношении и бесспорно гидрогенными являются урановые месторождения, представленные тремя формациями: битумно-урановой, урановой полиэлементной в песчаниках и песках, урановой в угленосных породах [4].

Месторождения битумно-урановой формации приурочены к горизонтам проницаемых терригенных и карбонатных пород с природными восстановителями (органическим веществом, сульфидами). Месторождения этой формации локализованы в урановорудном поясе Гранте протяженностью 130 км при ширине 5-6 км на территории провинции Колорадо (США, штат

Нью-Мексико). В указанном поясе сосредоточены основные запасы урана США. Они размещаются главным образом в песчаниках юрской формации Морисон.

Месторождение Амброзия-Лейк является наиболее крупным в данной провинции и одним из крупнейших в мире. Площадь месторождения около 10 тыс. км². Оно разрабатывается 32 рудниками (карьерами и шахтами), расположенными на расстоянии 0,5-4,0 км друг от друга. Выделяются первичные (доразломные) и вторичные (послеразломные) рудные тела. Доразломные тела имеют форму линз и пластов шириной от десятков до сотен метров и длиной от сотен до нескольких тысяч метров при мощности от нескольких сантиметров до 3 м. Руды представлены песчаниками серого, черного и коричневого цвета, обусловленного присутствием органического вещества. Контакты руд с вмещающими породами четкие; определяются по смене окраски с желтовато-белой вмещающих пород на указанные выше цвета.

Послеразломные (переотложенные) рудные тела («стэки») имеют сложную ролловую (серповидную с ориентировкой выпуклой стороны вниз по падению рудоносного пласта) или столбообразную форму. Их появление связывают с проникновением во вмещающие породы после формирования пластовых рудных залежей кислородсодержащих подземных вод, растворяющих органическое вещество, что приводило к перераспределению урана вдоль границ окисленных песчаников с перемещением его вниз по падению их пластов (рис. 13.1). Контакт переотложенных руд относительно четкий. Основной рудный минерал коффинит $U[SiO_4]$. Сопутствующими элементами являются молибден, селен, ванадий, железо. Среднее содержание урана 0,22%, на отдельных участках 0,85% и более.

Месторождения урановой полиэлементной формации в песчаниках и песках формируются в крыльях антиклинальных структур, сводовых поднятий, наложенных депрессий на сопряжении со складчатыми областями. Факторы, определяющие возникновение таких месторождений: аридный климат (редкий растительный покров, обусловленный жарким сухим климатом, благоприятствует

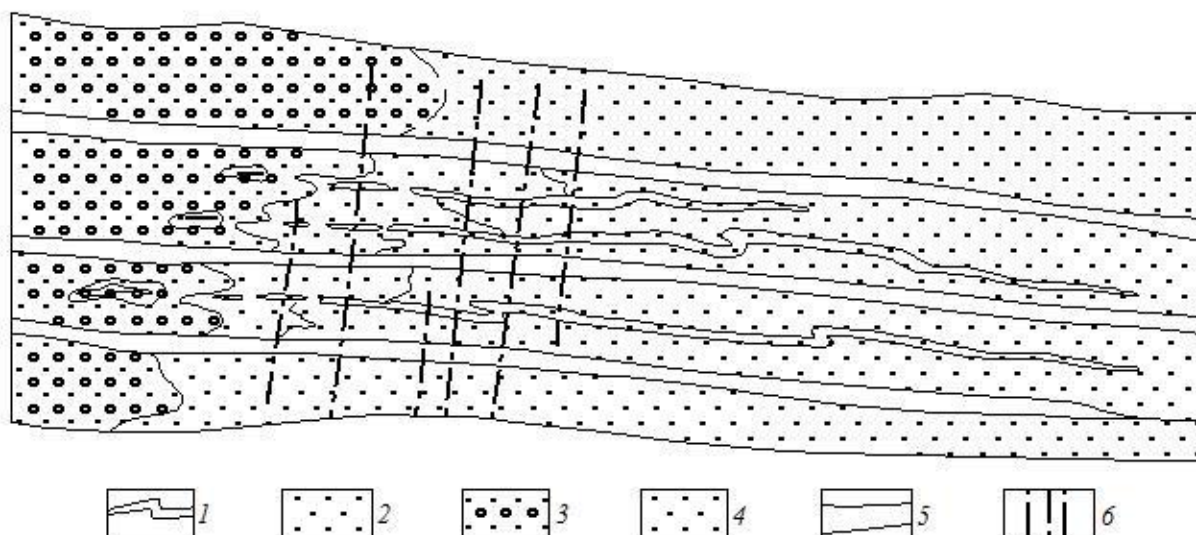


Рис. 13.1. Строение до- и послеразломных рудных тел в разрезе по М. Ройберу:
 1 – пластовые рудные тела; 2 – рудный столб (послеразломный); 3-5 – породы свиты Вествотер-Каньон: 3-4 – песчаники (3 – окисленные, 4 – неокисленные сероцветные), 5 – аргиллиты; 6 – зона разломов и трещин

обогащению подземных вод кислородом, так как он не расходуется на окисление органического вещества), наличие артезианских бассейнов инфильтрационного типа, обеспечивающих создание зон пластового окисления (ЗПО) протяженностью в десятки километров. Месторождения урана приурочены к границе выклинивания ЗПО и представлены обычно роллами (рис. 13.2). В передовой (мешковой) части роллов содержатся богатые руды. Некоторые месторождения характеризуются рудными телами различных морфологических типов: линзами, лентами, сложными роллами, столбообразными. Мощность рудовмещающих горизонтов 10-20 м; часто они расположены многоярусно. Рудовмещающие пласты залегают полого с углом падения 1-5°.

Выделяются два типа руд: окисленные и первичные. В окисленных рудах урановые минералы представлены ютумунитом $\text{Ca}[(\text{UO}_2)_2|\text{V}_2\text{O}_8]\cdot 5-8,5\text{H}_2\text{O}$, карнотитом $\text{K}_2[(\text{UO}_2)_2|\text{V}_2\text{O}_8]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$, уранофаном $\text{CaH}_2\cdot [\text{UO}_2|\text{SiO}_4]_2\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ в ассоциации с лимонитом и минералами ванадия. Руды этого типа составляют небольшую часть запасов. Более широко распространены неокисленные руды, в состав которых входят настуран UO_2 , коффинит $\text{U}[\text{SiO}_4]$, урановая чернь (коллоидно-дисперсный продукт изменения настурана), пирит. В руде присутствуют ванадий, молибден, селен, рений, скандий, иттрий. Современная

технология подземного скважинного выщелачивания позволяет попутно извлекать бо́льшую часть сопутствующих элементов.

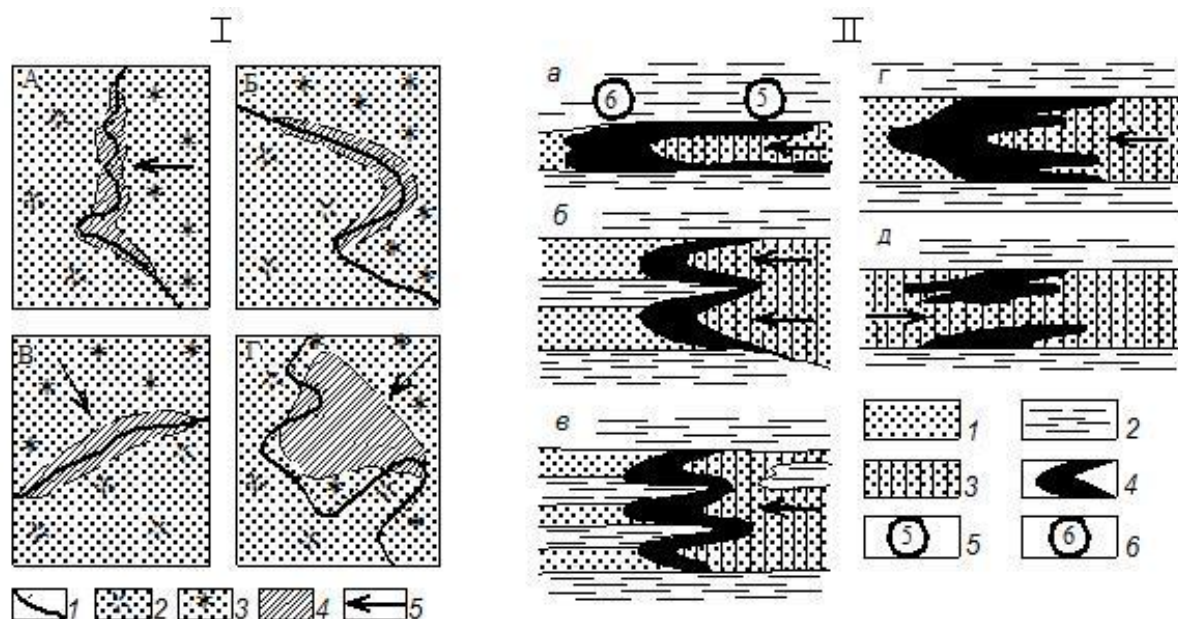


Рис. 13.2. Структурно-морфологические типы роллов. По [4].

В плане (I) и в разрезах (II) на урановых инфильтрационных месторождениях:

I. В плане: А – лентообразные, Б – серповидные, В – линзообразные, Г – изометричные; 1 – граница выклинивания пластового окисления, 2 – сероцветные песчаники; 3 – окисленные красноцветные песчаники, 4 – урановые рудные тела, 5 – направление движения подземных вод;

II. В разрезах: а – простой ролл, б – сдвоенный ролл сложного строения, в – многоярусный ролл, г – ролл сложного строения, д – линзообразные тела разорванного ролла; 1 – сероцветные песчаники, 2 – глины, 3 – окисленные красноцветные песчаники, 4 – урановые руды, 5 – крылья ролла, 6 – мешковая часть ролла

Типичными примерами уранового полиэлементного оруденения в песчаниках, локализованного на выклинивании ЗПО, являются месторождения урановорудной провинции Вайоминг (США), Чу-Сарыйской, Сырдарьинской и Кызылкумской провинций в Центральной Азии. Эти провинции представлены рядом крупных депрессий, выполненных платформенными отложениями мезозоя – кайнозоя и ограниченных поднятиями, в пределах которых обнажаются кристаллические породы докембрийского фундамента.

Месторождение Ширлей (провинция Вайоминг) размещается в отложениях формации Винд Ривер (нижний эоцен) мощностью 90-150 м, представленной линзами конгломератов и песчаников, переслаивающихся с глинистыми породами и аргиллитами. Установлено две зоны рудоносных песчаников, разделенные прослоем глинистых пород и аргиллитов мощностью

20 м. Основная урановая минерализация сконцентрирована в породах нижней зоны. Руды локализованы главным образом в нижней части линз окисленных песчаников, но отдельные мелкие рудные тела расположены в верхней и нижней границах окисленных песчаников (рис. 13.3). Возраст оруденения 22 млн лет. Месторождение открыто в середине прошлого века. Содержание урана в рудах 0,085-0,25%, селена до 0,02%, ванадия до 0,11%.

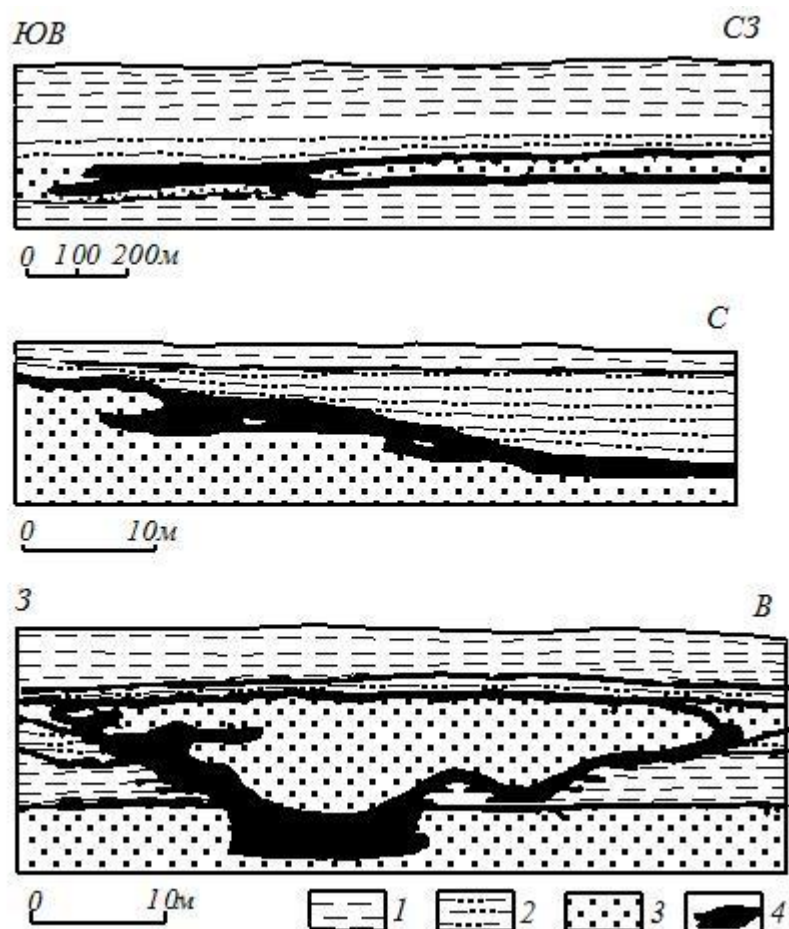


Рис. 13.3. Морфология рудных залежей месторождения *Ширлей*:

1 – аргиллиты, эоцен; 2 – глинистые песчаники; 3 – аркозовые песчаники, эоцен; 4 – рудные тела

Месторождения угленосных породных толщ возникают в угленосных бассейнах, заложенных на гранитном основании (рис. 13.4). Урановое оруденение обусловлено эпигенетическими окислительными процессами в гравелитах и песчаниках, перекрывающих и подстилающих угли. Уран в углях отлагается из кислородсодержащих вадозных вод. Для сорбции урана наиболее благоприятны слабометаморфизованные угли (бурые, каменные) с высокой зольностью, состоящие главным образом из гумусового органического вещества.

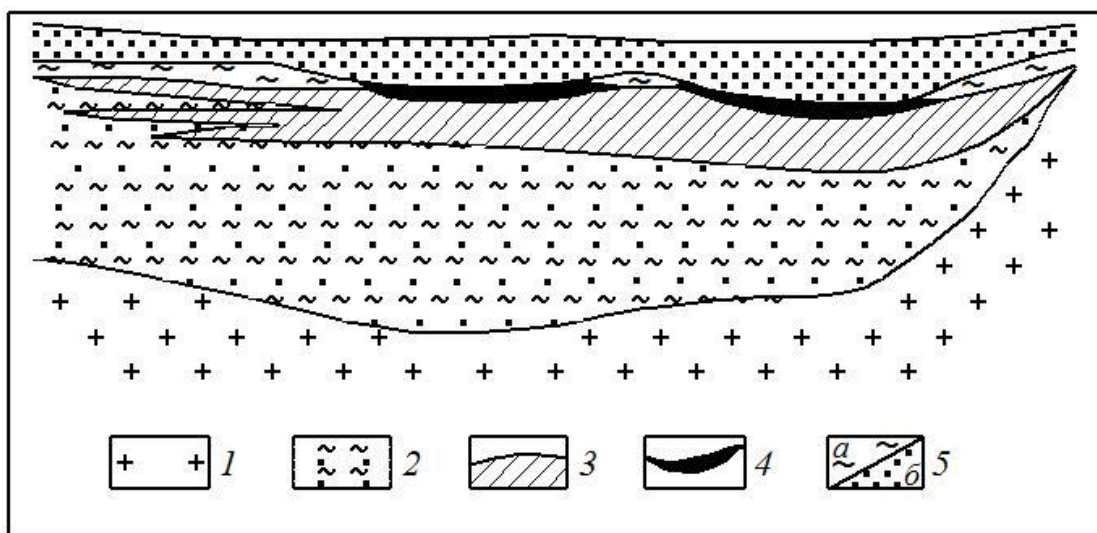


Рис. 13.4. Разрез угольно-уранового месторождения. По [4].

1 – кристаллический фундамент; 2 – подугольная толща; 3 – бурый уголь; 4 – урановое оруденение в углях; 5 – надугольная толща: а – водонепроницаемые глинистые слои, б – водопроницаемые песчаные слои

Промышленные месторождения урана рассматриваемого генетического типа установлены в углях кайнозоя, мезозоя и палеозоя. Они формировались в условиях аридного климата. Преобладают тонкодисперсные руды, где уран находится в сорбированной форме или химически связан с органическим веществом углей. Собственно минералы урана (настуран, коффинит, урановая чернь) встречаются редко. Урановые месторождения в углях известны в США, Чехии, Киргизии.

Глава 14. ТЕХНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Современный техногенез по масштабам преобразования геологической среды существенно превысил многие природные процессы. По данным ЮНЕСКО ежегодно в мире из недр извлекается более 120 млрд т. твердого минерального сырья (20 т на каждого жителя планеты). Для сравнения: с вулканизмом сопряжено образование горных пород массой 10 млрд т. в год, а масса материала, переносимого всеми реками земного шара при размыве суши, составляет 25 млрд т. в год.

На готовую продукцию приходится только часть добытого сырья. Более 75 млрд т. минеральной массы идет в отходы. Очевиден экологический ущерб от огромных масс минеральных отходов. Они занимают большие площади земли, создают уродливые ландшафты, загрязняют окружающую среду. Вместе с тем, как показывает мировая практика, существенная часть этих отходов может быть использована в качестве полезного ископаемого.

В России ежегодный рост минеральных отходов составляет по разным оценкам от 2,5 до 7 млрд т, а всего их заскладировано около 85 млрд т. Наиболее крупные массы отходов сосредоточены в следующих регионах: Уральском (особенно в Свердловской и Челябинской областях), Западно-Сибирском (главным образом в Кузбассе), Центральном (бассейн КМА) и Северо-Западном (преимущественно в Мурманской области). Их основные виды (в скобках – примерная доля, %): вскрышные и вмещающие породы, забалансовые руды (80), отходы обогащения – хвосты (15), металлургические шлаки (3), золошлаковые отходы от сжигания угля (2). Скопления отходов в виде отвалов, гидроотвалов и хвостохранилищ образуют *техногенные минеральные объекты*. Если такой объект по количеству, качеству и условиям залегания в нем минерального сырья экономически целесообразно разрабатывать, он называется *техногенным месторождением*.

При определении экономической целесообразности разработки техногенного месторождения необходимо учитывать будущий экологический эффект – очистку окружающей среды от вредного влияния отходов, освобождение

земель и их использование после рекультивации. Перевод техногенного минерального объекта полностью или частично в техногенное месторождение осуществляется путем его разведки и геолого-экономической оценки с последующим подсчетом и утверждением запасов минерального сырья.

Вовлечение в промышленное освоение техногенного минерального сырья обусловлено следующими основными факторами:

- сокращением фонда месторождений высококачественных и легко доступных руд;
- увеличением глубины и как следствие этого - ухудшением горно-геологических условий отработки природных месторождений, что приводит к удорожанию товарной продукции горных предприятий;
- истощением запасов эксплуатируемых месторождений;
- высвобождением мощностей горного и обогащательного производства в связи с уменьшением со временем объемов добычи и переработки природных руд;
- необходимостью улучшения экологической обстановки территорий, на которых распложены техногенные минеральные отходы.

Особенно выгодна переработка лежалых хвостов обогащения 20-50-летней давности. В них содержание металлов или ценных минералов сопоставимо с содержанием этих компонентов в перерабатываемых сейчас природных рудах, так как 20-50 лет назад использовались в основном богатые руды, а применяемые для их обогащения технологии были несовершенны, вследствие чего большое количество ценных компонентов уходило в хвосты. Вместе с тем затраты на добычу техногенного минерального сырья существенно ниже, чем природного, так как горная масса уже дезинтегрирована и лежит на поверхности земли.

В идеале необходимо стремиться к полной утилизации отходов; например, в начале извлекать ценные рудные компоненты, затем из нерудной составляющей получать сырье для стройиндустрии, а остатки минерального сырья использовать как закладочный материал. Если ограничиться первым звеном этой цепи, то в готовую продукцию будет переведено только небольшая часть отходов (от долей

до 10-20%). Основная их масса снова подлежит складированию со всеми негативными экологическими последствиями.

Опыт многолетней эксплуатации месторождений полезных ископаемых свидетельствует, что практически на каждом из них наступает время, когда остро встает вопрос об утилизации отходов горно-обогатительного производства в связи с дефицитом минерального сырья. Поэтому необходимо при эксплуатации природного месторождения, начиная с этапа строительства рудника, целенаправленно формировать потенциальные техногенные месторождения. Вот некоторые пути достижения поставленной цели:

- складирование забалансовых руд в специальные отвалы с документальным учетом количества и качества поступившего в них материала;
- раздельное складирование пород вскрыши, представляющих собой различные виды полезных ископаемых (например, для бассейна КМА: мел, мергель, песок, глины и суглинки, фосфориты);
- организация намыва хвостохранилищ таким образом, чтобы ценные компоненты накапливались в определенных частях тела намывного массива.

В настоящее время многие страны (США, ЮАР, Великобритания и другие) существенную часть металлов, особенно цветных и золота, получают из отходов горно-обогатительного производства и металлургии.

Например, в США в связи с резким падением содержания меди в добываемых рудах широко практикуется переработка лежалых хвостов их обогащения. Только в штате Мичиган таким путем получено 6 млн т. меди. Доизвлечение меди из хвостов текущей добычи организовано на обогатительных фабриках в США, Филиппинах, Заире и Австралии. Великобритания ежегодно перерабатывает 60 тыс. т. оловосодержащих (0,3-0,4%) отходов, накопленных при разработке месторождения Корнуолл. В ЮАР из отходов обогатительных фабрик рудников, разрабатывающих золоторудный гигант Витватерсранд, методами гравитации и флотации извлекают золото, а кислотным выщелачиванием - уран.

Запасы такого техногенного сырья составляют 225 млн т., а среднее содержание в нем золота – 0,9 г/т.

Россия по объему использования техногенных ресурсов пока еще существенно отстает от упомянутых выше стран, что объясняется несовершенством законодательной базы в части экономического стимулирования разведки и освоения техногенных объектов, создания недорогих и экологически приемлемых способов переработки техногенного минерального сырья.

Основные направления использования отечественного техногенного сырья – отсыпка дамб и насыпей, закладка выработанного пространства, ремонт дорог, производство щебня и ряда строительных материалов. На это уходит незначительная доля такого сырья. Только шлаки текущего доменного производства используются на 60-100% (для нужд строй-индустрии).

Имеются лишь единичные примеры утилизации минеральных отходов для извлечения ценных компонентов. Ковдорский ГОК (Мурманская область) разведает и отрабатывает лежалые хвосты мокрой магнитной сепарации, содержащие апатит и бадделеит. Залежь хвостов имеет размеры в плане 0,1-1,0×4, 0 км при мощности 14-40 м. Запасы сырья 50 млн т. Прирост ежегодного выпуска товарной продукции за счет вовлечения в переработку хвостов составляет: апатитового концентрата 37 тыс. т., бадделеитового – 1737 тонн.

Оленегорский ГОК (Мурманская область) выполнил разведку одного из хвостохранилищ, куда складировались отходы обогащения железистых кварцитов. Установленные запасы (9 млн.т. с содержанием $Fe_{\text{общ.}}$ 17,5-20,5%) вовлечены в отработку.

В Кемеровской области перерабатываются отвалы мартеновских шлаков Кузнецкого металлургического комбината, запасы которых составляют 20 млн т. Шлаки содержат 13-17% чистого железа в виде штейнов, скрапа и более 20% оксидов железа. Применение дробильно-сортировочной установки с магнитной сепарацией позволяет до 20% объема шлакового отвала направлять на переплавку в мартеновские печи. Из остальной массы шлакового сырья можно получать заполнители бетона, вяжущие материалы, закладочные смеси.

Глава 15. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Нефть и природный горючий газ являются в настоящее время и на обозримую перспективу топливно-энергетической основой мировой экономики. Месторождения нефти и газа представляют собой эпигенетические скопления углеводородных флюидов в хорошо проницаемых горных породах (коллекторах), перекрытых экраном слабопроницаемых пород. В общем случае коллектором может быть любая пористая или трещиноватая порода, в том числе и магматическая, но чаще роль коллектора выполняют песчаники и известняки. Экраном обычно служат глинистые породы.

15.1. Общие сведения о нефти и газе

Нефть – жидкость от светло-коричневого до темно-бурого (почти черного) цвета, представляющая собой преимущественно смесь углеводородов (80-90% от массы) и гетероатомных органических соединений (4-5%) – сернистых, азотистых и кислородных. Кроме того, в состав нефти входят металлоорганические соединения (главным образом, ванадиевые и никелевые), растворенные углеводородные газы (от десятых долей до 4%,), вода (от следов до 10%), минеральные соли (преимущественно хлориды, 0,1-4000 мг/т), растворы солей органических кислот, механические примеси (частицы горных пород).

Плотность нефти 0,65-1,05 (обычно 0,82-0,95) г/см³. По этому показателю различают нефть легкую (меньше 0,83), среднюю (0,835-0,860) и тяжелую (более 0,860).

Углеводородный состав нефти (в % по объему): соединения парафинового (метанового) ряда (30-35, реже 40-50), нафтеновые (25-75), ароматические (10-20, реже 35) и смешанные (парафино-нафтеновые, нафтено-ароматические и др.).

Классификация нефти по углеводородному составу осуществляется по следующим критериям. Класс углеводородов, по которому дается название нефти (парафиновая, или метановая, нафтеновая, ароматическая) должен

присутствовать в количестве более 50%. Кроме того, выделяют смешанные типы нефти: метано-нафтеновые, нафтенно-метановые, ароматически-нафтеновые, нафтенно-ароматические, ароматически-метановые и метано-ароматические. В них содержание первого компонента составляет более 25%, а второго (основного) – более 50%.

Элементный состав нефти, %: С – 82-87; Н – 11-14,5; S – 0,01-6 (иногда до 8), N – 0,001-1,8; O – 0,005-0,35 (иногда до 1,2); V – 0,00001-0,01; Ni – 0,0001-0,001, Cl – от следов до 0,02.

Сырая нефть непосредственно не используется. Основной способ переработки нефти – перегонка (дистилляция). *Качество нефти* определяется главным образом выходом наиболее ценных легких фракций (бензиновых и керосино-газойлевых) и содержанием серы. Лучшими по качеству считаются легкие нефти с минимальным содержанием серы. Для оценки качества нефти и выбора наиболее рациональной схемы ее переработки применяют комплекс физических, химических, физико-химических и специальных методов. При этом определяют плотность, вязкость, температуру застывания, состав растворимых газов и их количество, содержание смол, смолисто-асфальтовых веществ и твердых парафинов, углеводородный и элементный состав, а также выход и свойства отдельных фракций по температурам кипения в узком (через 10-20 °С) и широком (через 50-100 °С) интервалах, вплоть до наиболее высокотемпературных фракций, выкипающих при 580 °С.

Качество нефти очень изменчиво. Нефть, добытая в различных нефтегазовых районах и даже в различных месторождениях одного района, может быть разного качества. Только в России добывается около 30 сортов нефти. Чтобы упростить торговые операции с нефтью, установлены ее стандартные сорта. Например, в Великобритании таким сортом является Brent (нефть шельфа Северного моря), в Норвегии – Statfjord, Ираке – Kirkuk, США – U.S. West Texas Intermediate (WTS), Иране – Iran Light (легкая нефть) и Iran Heavy (тяжелая нефть).

Набор видов нефти, добываемых странами ОПЕК (Индонезией, Ираном, Ираком, Кувейтом, Ливией, Нигерией, Катаром, Саудовской Аравией, ОАЭ, Венесуэлой) продается на международном рынке как один сорт – «нефтяная корзина ОПЕК».

Российская нефть, идущая на экспорт, подразделяется на два сорта: Urals (тяжелая сернистая нефть Поволжья и Урала) и Siberian Light (легкая, с минимальным содержанием серы нефть Западной Сибири). При прокачке по единой трубопроводной магистрали нефть различных регионов страны смешивается и продается как Urals.

Есть два мировых центра торговли нефтью – Лондон и Нью-Йорк. На Лондонской нефтяной бирже котируется сорт Brent, а на Нью-Йоркской – сорт WTS. Эти два сорта называют маркерными. Другие сорта продаются либо с надбавками, либо со скидками по отношению к маркерным. Например, сорт Urals и «корзина ОПЕК» дешевле сорта Brent, а нефть Siberian Light дороже указанного маркерного сорта нефти. Разница в цене сортов нефти составляет обычно 10-15 %.

Международной единицей измерения количества нефти является баррель (переводится с английского как бочка). Стандартный американский баррель равен 119,24 литра. В России нефть измеряется тоннами. Одна тонна российской нефти составляет примерно 7,35 барреля.

Природный горючий газ состоит из газообразных углеводородов (метан, этан, пропан, бутан). Находящаяся в земных недрах под высоким давлением (>100 атм.) система взаиморастворенных горючих газов и легкокипящих жидких углеводородов (пентана, гексана и др.) называется *газоконденсатом*. При охлаждении и снижении давления до атмосферного из этой системы выпадает жидкая фаза – конденсат. Газовая составляющая газоконденсата относится к категории жирных газов, содержащих более 25% тяжелых углеводородов

При низкой температуре (от -5 до $+15^{\circ}\text{C}$) и повышенном относительно атмосферного давлении (десятки атмосфер, или первые МПа) природный газ

образует с водой *газогидрат* – твердое вещество, в котором молекулы углеводородов размещаются в кристаллической решетке замерзшей воды. Явление образования газогидрата установлено давно в связи с транспортировкой газа. Если газ, подаваемый в газопровод, предварительно не осушить, то при понижении температуры (ночью или в холодное время года) возможно закупоривание газопровода образовавшимся газогидратом.

Газогидрат встречается в толще осадочных пород (на суше и под морским дном), размещаясь в порах и трещинах пласта – коллектора, а также непосредственно на морском дне в рыхлых неконсолидированных осадках (например, у западного побережья Северной Америки). Поднятый со дна моря газогидрат внешне похож на запачканные грязью куски льда.

В 1 м³ газогидрата содержится примерно 164 м³ газа и 0,78 м³ воды. Состав газа: 98% и более – метан, остальное – преимущественно углекислый газ и сероводород.

Природные залежи газогидратов впервые открыты в 70-х годах прошлого столетия в нашей стране (на территории Якутии) Ю. Макагоном, А. Трофимуком, Н. Черским и др. В настоящее время в мире известно более 200 проявлений газогидратов, большинство из которых расположено на морском дне.

15.2. Генезис нефти и газа

Существуют две концепции генезиса нефти и газа: органическая и неорганическая (абиогенная).

Органическая концепция доминирует в нефтегазовой геологии. Согласно этой концепции нефть и газ являются продуктами сложных преобразований органического вещества растительно-животного происхождения, содержащегося в морских осадках, в процессе их превращения в осадочные горные породы. Ее разработкой занимались многие выдающиеся отечественные геологи (А.Д. Архангельский, И.М. Губкин, И.О. Брод, Н.В.

Вассоевич, В.А. Соколов и др.) и их зарубежные коллеги (Ф.М. Ван-Тайл, Дж. Смит, Д. Вельте и др.).

По мнению большинства сторонников органической концепции исходным материалом для образования нефти и газа был *сапропель* – органогенный ил, возникший в результате разложения отмерших низших водных организмов (планктона). Мысль о сапропелевой природе нефти впервые высказал немецкий ботаник Г. Потонье в 1904 г. Поскольку провести границу между сапропелевыми и другими типами органического вещества в осадках практически невозможно, всё такое вещество в целом обозначается одним термином *кероген*. Породы, образованные из осадков, содержащих кероген, являются потенциально *нефтематеринскими*. Обычно это глины, реже – карбонатные и алеврито-песчаные породы.

Нефтегазообразование из органического вещества представляется длительным (многие миллионы лет) многостадийным процессом последовательного изменения этого вещества в первичных осадках и образованных из них породах при устойчивом их погружении на глубину до 5-6 км и более. Последнее условие позволяет сторонникам рассматриваемой генетической концепции увязать стадии изменения органического вещества в недрах с вертикальной зональностью нефтегазообразования.

Начальная стадия (накопления и диагенеза осадков) характеризуется биохимическим разложением органического вещества под действием собственных ферментов отмерших организмов и бактерий. В верхней *биохимической* зоне, или зоне диагенеза, происходит выделение метана, углекислого газа и азота, которые рассеиваются в толще пород и достигают атмосферы.

При погружении осадочных пород на глубину более 1-2 км содержащееся в них органическое вещество, прошедшее стадию биохимического разложения, подвергается химическому преобразованию в условиях высокой температуры (50-200 °С), в результате чего генерируется нефть и углеводородные газы.

Главная зона нефтеобразования, в которой формируется максимальное количество жидких углеводородов в виде рассеянной нефти, располагается в интервале 2-6 км, где господствует температура 50-150 °С. В интервале глубин 6-10 км при температуре более 150-200 °С из оставшегося после предшествующих преобразований органического вещества осадочных пород генерируется преимущественно метан. Указанный интервал характеризует позицию главной зоны газообразования в вертикальном разрезе осадочной толщи. Дальнейшее погружение и увеличение температуры приводит к образованию графита из остаточного, бедного водородом углистого вещества.

Образовавшиеся в материнских породах рассеянные жидкие и газообразные углеводороды мигрируют вверх в зону более низкого давления и накапливаются в пористых породах (преимущественно в песчаниках), где и происходит «дозревание» скоплений жидких углеводородов в настоящую нефть. Залежи нефти и газа в их современном виде сформировались позже в результате так называемой вторичной миграции в различного рода ловушки. Этот процесс, как правило, связан с тектонической перестройкой участков земной коры, в которых происходило нефтеобразование. Вследствие миграции вверх первичных углеводородов фактически установленный интервал глубин максимального скопления нефти и газа (1-3 км) в целом расположен выше главных зон образования нефти (2-6 км) и газа (6-10 км).

Некоторые исследователи, признавая осадочное органическое вещество исходным материалом для образования нефти и газа, считают, что генерация из него углеводородов и их дальнейшая миграция осуществлялась под влиянием эндогенных факторов. По Б.А. Соколову в этом процессе основную роль играли потоки тепла из земных недр и глубинные водно-углекислые флюиды, поднимающиеся по разломам земной коры. О.Г. Сорохтиным и другими учеными допускается генерация углеводородов из органического вещества осадочных пород в процессе их регионального метаморфизма или затягивания в верхнюю мантию в зонах субдукции.

Органическая концепция происхождения нефти и газа по существу базируются на двух фактах. Первый из них – абсолютное большинство месторождений нефти и газа залегает в толщах осадочных пород фанерозоя, геохронологически соответствующих времени существования на Земле богатого органического мира. Второй факт – эти месторождения не имеют явной связи с магматизмом – основным эндогенным флюидным процессом литосферы.

Все остальные доказательства органического происхождения нефти и газа, обычно приводимые в учебно-методической и специальной литературе, являются косвенными, допускающими неоднозначную интерпретацию. Основные из них следующие:

- получение в лабораторных опытах некоторых углеводородов, входящих в состав нефти, при нагревании содержащих органическое вещество современных осадков и осадочных горных пород;
- обнаружение в составе нефти так называемых *хемофоссилий* – сложных молекулярных структур, якобы унаследованных от органического вещества;
- схожесть распределения стабильных изотопов углерода (C^{12} , C^{13}) в нефти, органическом веществе и организмах.

Органическая концепция происхождения нефти наиболее уязвима для критики по двум обстоятельствам. Первое из них – отсутствие обоснования реальности накопления объема исходного органического вещества, достаточного для генерации огромных и постоянно увеличивающихся разведанных и потенциальных запасов углеводородов. В связи с этим уместно напомнить, что:

1) исходная для образования нефти биомасса ограничена почти исключительно планктоном;

2) только при условии быстрого захоронения существенная часть мягких тканей планктона – углеводородной основы для генерации нефти – сохраняется в осадках; в противном случае она разлагается и остается только скелетное

минеральное вещество, из которого возникают различные органогенные породы – диатомит, мел и др.

Вторым обстоятельством является гипотетичность так называемых нефтематеринских пород. Нет ни одного примера убедительного доказательства того, что для данного нефтегазового района (бассейна) нефтематеринскими являются какие-то конкретные породы в разрезе осадочной толщи этого района или бассейна.

Неорганическая концепция предусматривает абиогенный синтез углеводородов и подъем их из глубинных недр Земли вплоть до наиболее проницаемой осадочной оболочки, где в благоприятных ловушках происходит формирование основных залежей нефти и газа. Этот процесс длительный, практически непрерывный и совершается до сих пор, пополняя запасы углеводородов в земной коре.

Одни сторонники рассматриваемой концепции считают, что синтез углеводородов осуществляется в мантии (*подкоровая гипотеза*). По мнению других, придерживающихся *космической гипотезы*, углеводороды образовались либо на раннем этапе «горячего» развития Земли, либо они существовали в первозданном веществе нашей планеты и были поглощены в ее недрах. Сторонником неорганического происхождения нефти в глубоких недрах Земли был великий русский химик Д.И. Менделеев. По его мнению, нефть могла образоваться при взаимодействии карбида железа с водой.

В настоящее время идея о формировании залежей нефти и газа из углеводородов глубинного (мантийного) происхождения, становится все более популярной. Этому способствуют следующие фактические данные:

- 1) возможность неорганического синтеза углеводородов;
- 2) высокая температура ($>600\text{ }^{\circ}\text{C}$) образования равновесной системы углеводородов, составляющих нефть;
- 3) присутствие углеводородов в метеоритах, на Юпитере и других больших планетах Солнечной системы;

4) наличие залежей нефти в изверженных и метаморфических породах (известно около 30 таких залежей) и включений углеводородов в минералах указанных выше пород (более 200 случаев);

5) приуроченность скоплений нефти и газа к разломам в земной коре;

6) важный вклад глубинной углеводородной дегазации в ежегодное поступление углерода в атмосферу и гидросферу (около 55%).

Таким образом, проблема нефтегазообразования пока остается нерешенной. Предпочтение, отдаваемое органической концепции, обусловлено главным образом преимущественным размещением нефтегазовых месторождений в осадочных толщах без явной связи с магматизмом. С точки зрения прогноза, поисков и разведки месторождений углеводородов обе концепции равносильны. Обе они признают разделение во времени и пространстве генерации углеводородов и эпигенетического формирования их залежей. Та и другая концепция в основном на уровне предположений решает вопрос об образовании углеводородов, но в оценке роли структурно-литологических факторов формирования нефтегазовых залежей между ними нет разногласий.

Поскольку изучение этих факторов в осадочных толщах - прерогатива главным образом стратиграфии и литологии, то вполне логично, что специалисты указанных ветвей геологической науки, по определению тяготеющие к органической концепции, совместно с сейсмологами, помогающими расшифровать структуру осадочных толщ, занимают господствующее положение в нефтегазовой геологии.

15.3. Особенности размещения и масштабы накопления нефти и газа в земной коре

Месторождения нефти и газа представлены одной или несколькими сближенными залежами. Месторождения группируются в *нефтегазоносные районы*, приуроченные к единой геологической структуре, а те в свою очередь образуют *нефтегазоносные бассейны* (области) – основные элементы районирования земного шара по нефтегазоносности. Это большие по площади

области длительного погружения и накопления мощных толщ осадочных пород, что не исключает их последующую инверсию (образование на месте впадины сводового поднятия) и вообще складчато-блоковую тектоническую перестройку. Смежные бассейны образуют *нефтегазоносные провинции*. На территории России наиболее крупными являются Волго-Уральская и Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция.

Нефтегазоносные бассейны обычно приурочены к внутриплатформенным прогибам и прогнутым краевым частям платформ, предгорным (передовым) прогибам, внутренним впадинам складчатых областей. Часто установленные на суше нефтегазоносные бассейны продолжаются под дном Мирового океана. Некоторые бассейны полностью или преимущественно расположены под морскими водами.

Наиболее богаты нефтью и газом страны района Персидского залива (Саудовская Аравия, Ирак, Кувейт, Иран и др.), США, Венесуэла, Нигерия, Азербайджан, Казахстан, Туркмения. Россия – одна из стран-лидеров по запасам и добыче нефти. Ежегодная общероссийская добыча нефти составляет 380-410 млн т. Главный район нефтедобычи – Западная Сибирь (Ханты-Мансийский национальный округ), где сосредоточено 50% разведанных запасов нефти нашей страны. Кроме того, крупные запасы нефти установлены в Восточной Сибири, Республике Саха-Якутия и на шельфе о. Сахалин.

По разведанным запасам газа Россия занимает первое место в мире (30,7% мировых запасов) и обеспечивает до 30% его мировой добычи. Суммарные запасы газа составляют 47,57 трлн м³, а ежегодная добыча – 595 млрд м³. Основной поставщик газа – Ямало-Ненецкий автономный округ. Крупные запасы газа содержатся в Астраханской, Оренбургской и Иркутской областях, Республике Саха-Якутия, на шельфе Баренцева, Карского, Охотского и Каспийского морей.

Существенная часть мировых запасов нефти и газа (более 1000 месторождений) размещаются на дне морей и океанов. Потенциальные ресурсы углеводородов только континентального шельфа Мирового океана

оцениваются в 400 млрд т. нефти и 210 трлн м³ газа. Доля морской добычи нефти за рубежом достигла 35%, а газа 32%.

Наиболее активно разрабатываются месторождения шельфа Северного, Каспийского, Южно-Китайского морей, Персидского и Мексиканского заливов, у побережья Нигерии, Анголы, Вьетнама и Бразилии. Всего действует более 6000 плавучих платформ.

Еще недавно перспективы нефтегазоносности Мирового океана рассматривались только в пределах акватория до изобаты 200 м. Сегодня нефть разведана и добывается из отложений континентального склона и его подножия на глубине до 1000 м и более.

В глубоководных районах Мирового океана разведано 150 месторождений с суммарными запасами 2,6 млрд т нефти и 1,5 трлн м³ газа. Сформировались три главных центра глубоководных поисков, разведки и добычи углеводородов: первый – у берегов Бразилии, второй – вдоль западного побережья Африки, главным образом Анголы и Нигерии; третий – в американском секторе Мексиканского залива.

Геологические ресурсы континентального шельфа России оцениваются примерно в 100 млрд. т условного топлива, или 15,5 млрд т. нефти и 84,5 трлн м³ газа. Особенно продуктивны шельфы Баренцева, Печорского, Карского, Берингова, Охотского и Каспийского морей. На их территории выявлено более 20 крупных нефтегазоносных бассейнов и разведано 32 месторождения. Наиболее крупные из них в Арктике (Штокмановское, Русановское, Ленинградское, Приразломное и др.) и вблизи северо-восточного побережья Сахалина (Одопту, Чайво, Лунское).

В настоящее время много внимания уделяется газогидрату как потенциальному источнику углеводородов, способному заменить обычный природный газ, истощение ресурсов которого прогнозируется через несколько десятилетий. До этого срока говорить о конкурентоспособности газогидрата не приходится, поскольку себестоимость добычи из него газа существенно выше, чем эксплуатация традиционных газовых месторождений. Поиски и разведка

газогидратных залежей находятся пока в начальной стадии. По существу более или менее детально исследованы два месторождения: Маллик на северо-западе Канады с запасами 4,15 млрд м³/км² и Нанкай вблизи Японии на глубине 1135-1213 м от поверхности моря (290 м ниже морского дна) с запасами 756 млн м³/км².

Доминирует мнение о крупных потенциальных ресурсах газогидратов, соизмеримых как минимум с мировыми запасами обычного природного газа, а возможно и превышающих все разведанные запасы углеводородов (в пересчете на нефть). Основная их часть приурочена к континентальному склону и подножию различных районов Мирового океана. Перспективы поисков газогидратных месторождений на территории России связаны с Западной Сибирью, шельфом арктических морей, Охотским морем и оз. Байкал.

РЕКОМЕНДУЕМЫЙ БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М., Семинский Ж.В., Солодов Н.А., Старостин В.И. Месторождения металлических полезных ископаемых. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Академический проект, Трикста, 2005. – 720 с.
2. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология нефти и газа. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во Московского университета; Издательский центр «Академия», 2004. – 415 с.
3. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. – М.: НИА; Природа, 1999. – 220 с.
4. Бойцов В.Е., Верчеба А.А. Геолого-промышленные типы месторождений урана. – М.: КДУ, 2008. – 310 с.
5. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. – М.: Геоинформмарк, 2000, – 371 с.
6. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. – М.: Недра, 1975. – 271 с.
7. Ерёмин Н.И. Неметаллические полезные ископаемые. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Изд-во МГУ; ИКЦ «Академкнига», 2007. – 459 с.
8. Железные руды КМА / под ред. В.П. Орлова, И.А. Шевырева, Н.А. Соколова. – М.: Геоинформмарк, 2001. – 616 с.
9. Неметаллические полезные ископаемые СССР. Справочное пособие / под ред. В.П. Петрова. – М.: Недра, 1984. – 407 с.
10. Синяков В.П. Основы теории рудогенеза. – Л.: Недра, 1987. – 198 с.
11. Смирнов В.И., Гинзбург А.Н., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. – М.: Недра, 1981. – 348 с.
12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1989. – 326 с.
13. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. – М.: Академический проект, 2004. – 512 с.
14. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. – М.: Недра, 1997. – 601 с.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РАЙОНОВ (БАССЕЙНОВ)

- Агрокиния (Кипр) 100
Азгур (Марокко) 76
Айнак (Афганистан) 134
Аккермановское (Россия) 113
Алексеевское (Россия) 141
Алмаз-Жемчужина (Казахстан) 49
Алтын-Топкан (Узбекистан) 76
Аль-Потоси (Мексика) 76
Альмаден (Испания) 108
Амброзия-Лейк (США) 145
Ангашанское (Россия) 50
Араша (Бразилия) 56,115
Аргайл (Австралия) 47
Аскоран (Казахстан) 76
Ашанти (Гана) 83
Аятский бассейн (Казахстан) 131
Бакальская группа 113
Бакчарское (Россия) 131
Балашлейское (Россия) 120
Барамул (Индия) 95
Барун-Шивея (Россия) 110
Баян-Обо (Китай) 57
Безымьянное (Россия) 95
Бельфор (Франция) 84
Бендиго (США) 83
Березовское (Россия) 84
Берник-Лейк (Канада) 62
Бесси (Япония) 100
Бешпагирское (Россия) 124
Бингем (США) 86
Блек-Хиллс (США) 62
Блявинское (Россия) 100
Боксонское (Россия) 129, 140
Борзовское (Россия) 63
Боровичское (Россия) 121
Боярское (Россия) 95
Брокен-Хилл (Австралия) 103
Бугдая (Россия) 86
Букука (Россия) 84
Бутугычаг (Россия) 69
Бушвельдский массив (Ю.Африка) 43
Вайз (Канада) 100
Ваньшанская группа (Китай) 108
Васин-Мыльк (Россия) 62
Ватутинское (Украина) 67
Великая Дайка (ЮАР) 44
Верхнее (Россия) 76
Верхнекамское (Россия) 127
Верхнеуфалейское (Россия) 116
Верхний Учулен (Россия) 78
Висловское (Россия) 115
Витватерсранд (ЮАР) 23, 94, 152
Вишневогорское (Россия) 66
Водинское (Россия) 141
Волковское (Россия) 47
Восток-II (Россия) 76
Вуориярви (Россия) 56
Высокогорское (Россия) 73
Вятско-Камское (Россия) 139
Гайское (Россия) 100
Гендерсон (США) 86
Горевское (Россия) 103
Гороблагодатское (Россия) 73
Гостищевское (Россия) 114
Гремяха-Вырмес (Россия) 48
Гусевое (Россия) 47,48
Дарасунское (Россия) 84
Дашкесан (Азербайджан) 74
Депутатское (Россия) 123
Джезказган (Казахстан) 134
Джиджикрут (Таджикистан) 109
Джуно (США) 83
Дзао (Япония) 108
Дукатское (Россия) 88
Дурновское (Россия) 107
Егорьевское (Россия) 139
Екатерино-Благодатское (Россия) 88
Еленинское (Россия) 115
Енское (Россия) 60
Ждановское (Россия) 42
Жирекен (Россия) 86
Завальевское (Украина) 95
Западный Каражал (Казахстан) 107

Згид (Россия) 88
 Зыряновское (Казахстан) 103
 Илецкое (Россия) 127
 Инаглинское (Россия) 116
 Инсинзва (ЮАР) 42
 Иультин (Россия) 84
 Ист-Кемпвилл (Канада) 69
 Ихальское (Россия) 95
 Кадамджай (Киргизия) 109
 Каджаран (Армения) 86
 Кальмакыр (Узбекистан) 86
 Камафука-Камазамбо (Ангола) 46
 Камбалда (З.Австралия) 42
 Кансай (Узбекистан) 76
 Канско-Ачинский бассейн (Россия) 144
 Капаевское (Россия) 74
 Карабашское (Россия) 63
 Карасуг (Россия) 57
 Каратаусский бассейн (Казахстан) 136
 Катугинское (Россия) 66
 Качканарское (Россия) 47,48
 Каффо (Нигерия) 66
 Кен-Хилл (Канада) 88
 Кестер (Россия) 69
 Кидд-Крик (Канада) 100
 Кингз-Маунтин (США) 62
 Кингисеппское (Россия) 139
 Кируна (Швеция) 48
 Клевакинское (Россия) 107
 Кляймакс (США) 86
 Ковдорское (Россия) 56,116,117
 Кокшаровское (Россия) 116
 Колпашевское (Россия) 131
 Комшток (США) 88
 Корнуолл (Великобритания) 84,152
 Коробковское (Россия) 91
 Коршуновское (Россия) 74
 Костомукшское (Россия) 91
 Коунрад (Казахстан) 86
 Кочкарское (Россия) 84
 Криворожский бассейн (Украина)
 9, 91,113
 Крипл-крик (США) 88
 Кузнецкий бассейн (Россия) 9, 144
 Курейское (Россия) 94
 Куроко (Япония) 103
 Курская магнитная аномалия
 (КМА) – бассейн (Россия) 91,114
 Куруваара (Россия) 60
 Кусимовское (Россия) 107
 Кыштымское (Россия) 115
 Ламучан (Китай) 108
 Лан-Дилль (Германия) 107
 Лас-Куэвас (Испания) 108
 Латнинское (Россия) 121
 Лебединское (Россия) 91, 92
 Легницо-Глогувское (Польша) 134
 Ленинградское (Россия) 160
 Ленский бассейн (Россия) 122, 144
 Лисаковский бассейн (Казахстан) 131
 Лотарингский бассейн (Франция,
 Германия, Бельгия, Люксембург) 131
 Лукояновское (Россия) 124
 Лунское (Россия) 160
 Люберецкое (Россия) 120
 Льялагуа (Боливия) 88
 Магнитогорское (Россия) 73
 Мазер-Лоуд (США) 83
 Мазульское (Россия) 107
 Мазы (Франция) 130
 Мак-Артур-Ривер (Австралия) 103
 Маллик (Канада) 160
 Мало-Хинганская группа 91
 Мамско-Чуйский район (Россия) 60
 Мангышлакское (Казахстан) 131
 Марсятское (Россия) 107
 Маунтин-Пасс (США) 56
 Мвадуи (Танзания) 47
 Миллионное (Казахстан) 49
 Минас-Жерайс – бассейн (Бразилия) 113
 Мир (Россия) 47
 Миргалимсай (Казахстан) 136
 Миссисипи-Миссури (США) 136
 Михайловское (Россия) 91
 Мичуринское (Украина) 67
 Мишрак (Ирак) 141
 Многовершинное (Россия) 88
 Молодежное (Казахстан) 49

Монте-Аммиата (Италия) 88
 Мурунтау (Узбекистан) 83
 Нанкай (Япония) 160
 Нарын-Кунтинское (Россия) 60
 Нежданинское (Россия) 83
 Нерюндинское (Россия) 74
 Нижне-Увельское (Россия) 121
 Никитовское (Украина) 108
 Николаевское (Россия) 76
 Никопольский бассейн (Украина) 131
 Нкана (Замбия) 134
 Новокиевское (Россия) 113
 Ном (США) 124
 Норбек (Канада) 100
 Норильское (Россия) 42
 Нчанга (Замбия) 134
 Оброчище (Болгария) 131
 Одопту (Россия) 160
 Озерновское (Россия) 88
 Озерное (Россия) 103
 Оз.Верхнее – бассейн (Канада, США) 91
 Ока (Канада) 56
 Октябрьское (Россия) 42
 Оленегорское (Россия) 91
 Орловское (Россия) 66
 Оруро (Боливия) 88
 Отрадное (Россия) 60
 Оюнума (Япония) 108
 Пайн-Крик (США) 76
 Пайн-Пойт (Канада) 136
 Палабора (ЮАР) 56, 57
 Панаскуейра (Португалия) 84
 Пассау (Германия) 95
 Первоуральское (Россия) 47
 Песчанка (Россия) 86
 Петриковское (Белоруссия) 127
 Печорский бассейн (Россия) 144
 Пинчи-Лейк (США) 108
 Питинга (Бразилия) 69
 Пламенное (Россия) 88
 Подмосковный бассейн (Россия) 143
 Полпинское (Россия) 139
 Полмостундровское (Россия) 62
 Полуночное (Россия) 107
 Потоси (Боливия) 88, 89
 Престеа (Гана) 83
 Приразломное (Россия) 160
 Раздольское (Украина) 141
 Разуменское (Россия) 114
 Райбл (Италия) 136
 Ред-Дэвл (США) 108
 Ред-Роуз (Канада) 84
 Репаблик (США) 88
 Риддер-Сокольное (Казахстан) 103
 Риколатва (Россия) 60
 Рио-Тинто (Испания) 103
 Рудногорское (Россия) 74
 Русановское (Россия) 160
 Салаирское (Россия) 103
 Салливан (Канада) 103
 Сан-Мануэль (США) 86
 Санг-Донг (Ю.Корея) 76
 Сарановское (Россия) 50
 Сардана (Россия) 136
 Сахаринское (Россия) 116
 Саяк-1 (Казахстан) 74, 75
 Северинское (Украина) 67
 Седбери (Канада) 42
 Серовское (Россия) 113
 Сибайское (Россия) 100
 Сигуаньшань (Китай) 109
 Скалистое (Россия) 108
 Скуриотисса (Кипр) 100
 Слюдянка (Россия) 116
 Советское (Россия) 83
 Сорское (Россия) 86
 Спокойнинское (Россия) 69
 Старобинское (Белоруссия) 127
 Стассфуртское (Германия) 127
 Стиллуотер (США) 44
 Стойленское (Россия) 91
 Стрельнинское (Россия) 60
 Сухой Лог (Россия) 96
 Тагарское (Россия) 74
 Таежное (Россия) 78
 Тайгинское (Россия) 95
 Талнахское (Россия) 42
 Тастыгское (Россия) 62

Татьянаовское (Россия) 116
 Таштагол (Россия) 73
 Тейское (Россия) 78
 Тинтик (США) 88
 Тишинское (Казахстан) 103
 Телага-Бодас (Индонезия) 107
 Темиртау (Россия) 78
 Томторское (Россия) 115
 Трошковское (Россия) 121
 Трухачевское (Россия) 139
 Туганское (Россия) 124
 Тунгусский бассейн (Россия) 142, 144
 Туора Тас (Россия) 122
 Тырнауз (Россия) 76
 Удачная (Россия) 47
 Удокан (Россия) 134, 135
 Улуг-Танзекское (Россия) 66
 Умальта (Россия) 86
 Унечское (Россия) 139
 Урское (Россия) 103
 Уруп (Россия) 100, 102
 Усинское (Россия) 132
 Усольское (Россия) 127
 Ухогольское (Россия) 140
 Учалинское (Россия) 100
 Уч-Кулач (Узбекистан) 136
 Ушкатын III (Казахстан) 103
Фалун (Швеция) 103
 Фрайберг (Германия) 88
Хайдаркан (Узбекистан) 110
 Халиловское (Россия) 116
 Хамерсли – бассейн (Австралия) 133
 Харанурское (Россия) 140
 Хетоламбо (Россия) 60
 Хибинский плутон (Россия) 50
 Холзунское (Россия) 107
 Холмозерское (Россия) 62
 Холоднинское (Россия) 103
 Холтосон (Россия) 84
 Хоумстейк (США) 96
 Хуанподи (Китай) 76
 Худесское (Россия) 100
Центральное (Россия) 124
 Циновец (Германия, Чехия) 69
Чайво (Россия) 160
 Чамбиши (Замбия) 134
 Чаро-Токкинская группа (Россия) 91
 Чемпура (Россия) 88
 Чиатурское (Грузия) 131
 Чинейское (Россия) 48
 Чкаловское (Россия) 60
 Чукикамата (Чили) 85, 86
Шалым (Россия) 73
 Шахтама (Россия) 86
 Шерегеш (Россия) 73
 Шерловогорское (Россия) 123
 Ширлей (США) 148
 Штокмановское (Россия) 160
Щигровское (Россия) 139
 Эбеко (Россия) 108
 Эль-Лако (Чили) 48
 Экуг (Россия) 69
 Эль-Тениенте (Чили) 85, 86
 Эль-Энтредиго (Испания) 108
 Этыкинское (Россия) 69
Юрека (США) 83
 Юрское (Россия) 96
Яковлевское (Россия) 114
 Янцзы-Чшанза (Китай) 76
 Язовское (Украина) 141

СЛОВАРЬ МИНЕРАЛОВ (А) И ГОРНЫХ ПОРОД (Б), УПОМЯНУТЫХ В УЧЕБНИКЕ

Принятые сокращения

акцес. – акцессорный	м-л(ы) – минерал(ы)
агр. – агрегат(ы)	м-лов – минералов
бл. – блеск	мон. – моноклиальный
бесцв. – бесцветный	несов. – несовершенная
волоkn. – волокнистый	октаэдр. – октаэдрический
вулк. – вулканический	осад. – осадочный(ая)
габ. – габитус	пластин. – пластинчатый
гексаг. – гексагональный	пл. – плотность (г/см ³)
гл. обр. – главным образом	п. – порода(ы)
гр. – группа	призм. – призматический(ие)
додекаэдр. – додекаэдрический	разнов. – разновидность(ти)
земл. – землистый	ромб. – ромбический
зерн. – зернистый(ая)	ромбоэдр. – ромбоэдрический(ие)
игольч. – игольчатый	столбч. – столбчатый
изометр. – изометрический	стекл. – стеклянный
интруз. – интрузивный(ая)	табл. – таблитчатый(ые)
к-л(ы) – кристалл(ы)	тв. – твердость (по шкале Мооса)
крист. – кристаллический(ая)	тетр. – тетрагональный
куб. – кубический(ая)	тетраэдр. – тетраэдрический
магм. – магматический(ая)	удл. – удлиненный
метал. – металлический	чешуйч. – чешуйчатый
метаморф. – метаморфический(ая)	эффуз. – эффузивный(ая)

Курсивом указана: в словаре А – группа, к которой относится данный минерал (характеристика каждой упомянутой группы дана в словаре), в словаре Б – порода, имеющая отношение к описываемой (характеристика таких пород также дана в словаре).

Словарь минералов (А)

Адуляр – воднопрозрачный, существенно калиевый *полевой шпат*.

Аксинит – $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{BO}_3[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH})$. К-лы клинообразные, уплощенные. Агр.: пласт., зерн. Серый, бурый, фиолетово-синий, серо-зеленый. Бл. стекл. Тв. 6,5-7. Пл. 3,3.

Актинолит – $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_5[\text{OH},\text{F}]\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$. Мон. *амфибол*. Зеленый. Тв. 5-6. Пл. 2,85-3,6.

Аллофан – водный силикат Al; $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1, 2\text{SiO}_2 \cdot 3, 3\text{H}_2\text{O}$. Рентгено-аморфен. Бесцв. до бурого. Тв. около 3. Пл. 2,5. Характерен для зон окисления.

Алмаз – С. К-лы куб., октаэдр., тетраэдр. Бесцв., белый, голубой, зеленоватый, красноватый, темно-серый до черного. Тв. 10. Пл. 3,52.

Алунит – $\text{K Al}_2[\text{OH}]_6(\text{SO}_4)_2$. К-лы табл. ромбоэдр. Белый, сероватый, желтоватый до бурого. Бл.стекл. до перламутрового. Тв. 3,5-4. Пл. 2,9.

Альбит – $\text{Na}[\text{Al Si}_3\text{O}_8]$. Конечный член изоморфного ряда *плаггиоклазов*.

Амазонит – зеленый *микроклин*, содержащий примеси Fe, Pb, Rb и др. Обесцвечивается при прокаливании. Встречается в гранитах и гранитных пегматитах.

Амблигонит – $\text{LiAl}[(\text{F},\text{OH}) | \text{PO}_4]$. К-лы крупные плохо образованные. Белый, зеленоватый и др. оттенков. Полупрозрачен. Бл. стекл. Тв. 6. Пл. ~3. Находится в пегматитах.

Амфиболы – метасиликаты ленточной структуры. Ленты представляют собой удвоенные цепочки кремнекислородных тетраэдров $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$, соединенных катионами и обязательными ионами $[\text{OH}]^{1-}$. Тв. 5-6. Пл. 2,85-3,6.

Ангидрит – $\text{Ca}[\text{SO}_4]$. К-лы толстотабл., призм. до игольч. Бл. стекл. Бесцв. Тв. 3-3,56. Пл. 2,96. Образуется путем осаждения из растворов или дегидратации гипса.

Андалузит – $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[5]}[\text{O}|\text{SiO}_4]$. Одна из полиморфных модификаций силиката Al. Розовый. Бл. стекл. Габ. столбч., волоkn. Тв. 5-7. Пл. 3,1. Продукт контактового метаморфизма глинистых пород.

Андорит – $\text{AgPbSb}_3\text{S}_6$. К-лы призм. или табл. Серовато-черный. Черта черная, блестящая. Бл. метал. Тв. 3-3,5. Пл. 5,4.

Анкерит – $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg})[\text{CO}_3]_2$. Цвет белый, серый, желтый, коричневый. Тв. 3,5-4. Пл. 2,9-3,1. Обычен в гидротермальных месторождениях сульфидных и сидеритовых руд.

Антимонит – Sb_2S_3 . Габ. столбч., игольч. Серый до черного с синей или радужной побежалостью. Бл. метал. Черта черная. Тв. 2. Пл. 4,66. Синоним: сурьмяный блеск, стибнит.

Апатит – $\text{Ca}_5[(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F},\text{Cl})]$; F, Cl и [OH] могут взаимно замещаться вплоть до возникновения почти чистых конечных членов: фтор- , хлор- и гидроксилapatита. Группа $[\text{PO}_4]^{3-}$ может частично замещаться $[\text{SO}_4]^{2-}$ (сульфатит) и $[\text{SiO}_4]$. Апатит, содержащий $[\text{CO}_3]^{2-}$ – карбонатапатит. Габ. призм. Бл. стекл., в изломе жирный. Тв. 5. Пл. 3,1-3,2.

Арсенопирит – Fe_2AsS . Габ. призм. Серебристо-белый до стально-серого. Бл. металл. Черта серовато-черная. Тв. 5,5-6. Пл. 5,9-6,3.

Аурипигмент – As_2S_3 . Цвет лимонно-желтый, оранжево-желтый. Бл. жирный до алмазного, перламутровый, просвечивает до прозрачного. Тв. 1,5-2. Пл. 3,49.

Ашарит – $\text{Mg}[\text{HBO}_3]$. Габ. игольч., волоkn., мелоподобный. Белый. Тв. 3,5. Пл. 2,68. Борная руда.

Бадделеит – ZrO_2 . Габ. удл., табл. Бл. жирный, стекл. Тв. 6,5. Пл. 5,4-6,0.

Барит – BaSO_4 . К-лы табл., призм. Бл. стекл. Бесцв., белый, серый и др. Тв. 2,5-3,5. Пл. 4,5.

Бастнезит – $\text{Ce}[\text{F}|\text{CO}_3]$. К-лы табл. Бесцв., желтый. Бл. стекл., жирный. Тв. 4,5. Пл. 4,9.

Бейделлит – глинистый м-л, член группы *монтмориллонита*; $\text{Al}_2[(\text{OH})_2|\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}]^{0,5-} \cdot \{(\text{Ca},\text{Na}_{\sim 0,3})(\text{H}_2\text{O})_4\}$.

Бёмит – $\gamma\text{-AlOOH}$. Габ. пластинч.; скрытокрист., бобообразный. Бесцв., белый Тв.3,5-4. Пл. 3,7.

Берилл – $\text{Al}_2[\text{Be}_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})]$. К-лы призм. Белый, зеленоватый, желтоватый. Тв. 7,5-8. Пл. 2,8. Прозрачные разнов. (аквамарин, изумруд) – драгоценные камни.

Блеклые руды – м-лы, относящиеся к изоморфному ряду *теннантит* $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ – *тетраэдрит* $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$. Стально-серый до железо-черного. Бл. метал. Тв. 3-4. Пл. 4,4-5,1.

Борнит – Cu_5FeS_4 . Тёмно-бронзовый с пестрой побежалостью. Бл. метал. Тв. 3. Пл. 5,3.

Браунит – $\text{Mn}^{2+}\text{Mn}_6^{3+}[\text{O}_8|\text{SiO}_4]$. Стально-серый, коричнево-черный до черного. Черта буровато-черная. Бл. полуметалл. Тв. 6. Пл. 5.

Буланжерит – $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$. К-лы игольч., призм. Синевато-свинцово-серый до черного. Бл. метал. Тв. 2,5-3. Пл. 6,0-6,2.

Вермикулит – $\text{Mg}_{2,36}\text{Fe}_{0,48}^{3+}\text{Fe}_{0,16}^{+3}\text{Al}[(\text{OH})_2|\text{Al}_{1,28}\text{Si}_{2,72}\text{O}_{10}]^{0,64-}$. Состав изменчивый. Габ. чешуйч., табл. Бронзово-желтый до бурого, зеленоватый. Листочки мягкие, гибкие. Тв. 1-1,5. Пл. $\approx 2,3$. При нагревании при 300° и $800\text{--}1000^\circ$ вспучивается.

Вернадит – $\text{H}_2\text{MnO}_3 + \text{H}_2\text{O}$. Аморфен, образует сплошные массы, натечные выделения, корки. Черный. Тв. 2-6 (у плотных). Пл. 3-3,3.

Висмутин – Bi_2S_3 . К-лы призм., игольч. Свинцово-серый, белый с желтоватой и синей побежалостью. Бл. метал. Тв. 2-2,5. Пл. 6,78.

Волластонит – $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Габ. игольч., табл. Белый, серый. Бл. стекл., перламутровый. Агр.: листоватые, радиальнолучистые, волокн. Тв. 4,5-5. Пл. 2,9.

Вольфрамит – $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$. Член изоморфного ряда гюбнерит MnWO_4 – ферберит (FeWO_4) . Габ. призм., игольч. Цвет от желтого до коричнево-черного и черного. Тв. 4-5,5. Пл. 7,12.

Вюртцит – β -ZnS. К-лы пирамидальные и табл. Агр.: коломорфные, концентрически-лучистые, слоистые, волокн. Бесцв., бурые до черного в зависимости от содержания Fe. Бл. смолистый, стекл. Тв. 3,5-4. Пл. 3,98.

Галенит – PbS. К-лы куб., октаэдр. Серый. Тв. 2-3. Пл. 7,6.

Галит – NaCl. К-лы куб. Бесцв. Бл. стекл., жирный. Легко растворим в воде. Вкус соленый. Тв. 2. Пл. 2,3. Синоним: каменная соль, соль поваренная.

Галлуазит – глинистый минерал из группы *каолиниты* $\{Al_4[(OH)_8Si_4O_{10}] \cdot (H_2O)_4\}$. Агр. плотные, волокн., гелеподобные. Тв. 1-2. Пл. 2,2.

Гарниерит – никельсодержащий (до 5%) пластинчатый серпентин (антигорит) $Ni_4[Si_4O_{10}] \times (OH)_4 \cdot 4H_2O$. Агр. земл., натечные, скрытокрст. Зеленый. Тв. 2,5-3,5. Пл. 2,5-2,8. Руда никеля.

Гатчеттолит – *пирохлор*, содержащий до 15% UO_2 и UO_3 .

Гаусманит – $Mn^{4+}Mn_2^{2+}O_4$. К-лы псевдооктаэдр. Коричнево-черный. Черта коричневая. Тв. 5,5. Пл. 4,84.

Геденбергит – мон. *пироксен*, $CaFe^{2+}[Si_2O_6]$. Габ. призм. Агр.: зерн., лучистые, шестоватые. Темно-зеленый, буроватый.

Гематит – Fe_2O_3 . К-лы пластин., ромбоэдр. Листоватые агр. – железная слюдка. Черный, стально-серый. Черта вишнево-красная. Тв. 5-6. Пл. 5,25.

Гётит – [по фам. Гёте] – α - $FeO(OH)$. Габ. призм. и пластинч. Агр.: плотные, почковидные, гроздевидные, чешуйч., охристые. Черный, темно-бурый, желтовато- и красnobурый. Тв. 5-5,5. Пл. 4,3. Продукт выветривания Fe-содержащих м-лов.

Гиббсит – α - $Al(OH)_3$. К-лы псевдогексаг., пластин., столбч. Бесцв., белый, зеленоватый. Тв. 2,5-3. Пл. 2,4. Как правило, продукт гипергенеза. Широко распространен в бокситах. Синоним: гидраргиллит.

Гидрогетит (лепидокрокит) – γ - $FeO(OH)$. Габ. табл., пластин. Красный до бурого. Тв. 5. Пл. 4,09.

Гидрослюды – слюды, обогащенные H_3O , OH , H_2O : гидробиотит, гидромусковит, гидрофлогопит, иллит. Обычные компоненты глин.

Гидрохлориты – продукты второй стадии изменения *хлоритов* в коре выветривания. В них еще более падает содержание Mg, преобладает $Al^{[6]}$; происходит полное окисление Fe^{2+} .

Гипс – $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$. К-лы тонко- толстотабл. Бесцв., белый, желтоватый до черного. Бл. стекл. Тв.1,5-2. Пл.2,32. В воде заметно растворим.

Гиперстен – $(Fe,Mg)_2[Si_2O_6]$. Промежуточный член изоморфной серии ромб. пироксенов. Габ. призм., табл. Зеленый до буровато-черного. Бл. стекл. Тв. 5-6. Пл. 3-3,5.

Гранаты – группа м-лов, образующих изоморфный ряд. Общая формула гранатов: $R^{2+}_3 R^{3+}_2 [SiO_4]_3$, где R^{2+} – Mg, Fe^{2+} , Mn, Ca; R^{3+} – Al, Cr, Fe. К-лы куб. Наиболее распространенные разновидности:grossуляр $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ (светло-зеленый), андрадит $Ca_3Fe [SiO_4]_3$ (бурый), альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ (малиново-красный), пироп $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ (темно-красный), уваровит $Ca_3Cr [SiO_4]_3$ (зеленый).

Графит – α -С. Гекс. модификация углерода со структурой слоистого типа. Темно-серый, железно-черный. Бл. метал., матовый. Тв. 1.Пл. 2,26. Возникает при высоких температурах.

Данбурит – $CaB_2Si_2O_8$. К-лы призм. Агр. зерн. Бесцв., серо-белый, буровато-желтый. Бл. стекл. Тв. 7-7,3. Пл. 3,0.

Датолит – $CaB[SiO_4](OH)$. К-лы коротко-призм., пластин. Бесцв., белый, светло-желтый и др. Бл. стекл. Тв. 5-5,5. Пл. 3,0.

Джемсонит – $Pb_4FeSb_6S_{14}$. К-лы игольч., волосовидные. Свинцово-серый. Бл. метал. Черта серо-черная. Тв. 2-3. Пл. 5,5-6.

Диаспор – Al_2O_3 . Габ. пласт., табл., игольч. Агр.: листоватые, скрытокрист. Белый, сероватый; с примесью Fe красный. Бл. стекл. до алмазного. Тв. 6,5-7. Пл. 3,36. Руда Al.

Диккит – глинистый м-л с составом *каолинита*.

Диопсид – Мон. *пироксен* $CaMg[Si_2O_6]$. К-лы короткопризм. Зеленый.

Доломит – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. К-лы ромбоэдр., призм. Бесцв., белый, серый, зеленоватый, красноватый. Бл. стекл. Тв. 3,5-4. Пл. 2,86.

Железная слюдка – см. *Гематит*.

Ильменит – FeTiO_2 . К-лы табл. Черный. Тв. 5-6. Пл. 4,7.

Кальцит – CaCO_3 . К-лы призм., табл., пластин., ромбоэдр. Бесцв. и прозрачный (*исландский шпат*), белый, желтый, коричневый, розовый, фиолетовый, зеленоватый, черный. Бл. стекл. Тв. 3. Пл. 2,71. Растворяется в HCl со вспениванием.

Каолиниты – глинистые минералы (водные силикаты Al и Mg , реже Cu , Fe , K , Na).

Карналлит – $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Габ. псевдогекс., боченковидный, иногда пластин. Бесцв., белый, лимонно-желтый до сургучно-красного. Бл. жирный. Тв. 2,5. Пл. 1,6. Вкус жгуче-горький.

Карнотит – $\text{K}_2[(\text{UO}_2)_2|\text{V}_2\text{O}_8] \times 3\text{H}_2\text{O}$. Относится к группе урановых слюдок. Ярко-желтый. Тв. 2-2,5. Пл. 4,46.

Касситерит – SnO_2 . К-лы призм., дипирамидальные, игольч. Бесцв., серый, медово-желтый, красновато-коричневый до черного. Бл. алмазный, смоляной. Тв. 6-7. Пл. 6,5-7,1. Руда олова.

Кварц – SiO_2 . К-лы призм., реже дипирамидальные. Цвет разнообразный. Бл. стекл. Тв. 7. Пл. 2,65.

Кианит – $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[6]} \times [\text{O}|\text{SiO}_4]$ – одна из трех полиморфных модификаций Al_2SiO_5 . К-лы столбч., дощатые. Разноцветный, чаще голубой. Тв. 5,5-7. Пл. 3,65. Синоним – дистен.

Киноварь – HgS . Габ. ромбоэдр. Ярко- и коричневатокрасный. Бл. алмазный, матовый. Тв. 2-2,5. Пл. 8. Синоним – циннобарит.

Клиногумит – $\text{Mg}(\text{OH},\text{F})_2 \times \text{Mg}_2\text{SiO}_4$. К-лы изометр., боченковидные, призм., табл. Желтый, бурый, редко белый. Тв. 6-6,5. Пл. 3,15-3,35.

Кобальтин – CoAsS . Габ. октаэдр., куб., додекаэдр. Розово-белый. Бл. метал. Тв. 5,5. Пл. 6,4.

Ковеллин – CuS . Образует земл., порошковые, сажистые агр. и примазки. Цвет от индигово-синего до черного с радужной побежалостью. Бл. матовый. Тв. 1,5-2. Пл. 4,6.

Колумбит-танталиты – изоморфный ряд колумбит $(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Nb}_2\text{O}_6$. – танталит $(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Ta}_2\text{O}_6$. Габ. призм. или табл. Железно-черные до бурочерных. Тв. 6-6,5. Пл. 5,2-7,9, увеличивается к танталиту.

Корунд – $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$. К-лы боченовидные, столбч., призм. и др. Бесцв., но часто окрашен микропримесями: Ti – синий (сапфир), Fe^{2+} и Fe^{3+} – черный, Cr – красный (рубин), и др. Бл. алмазный, стекл. Тв. 9. Пл. 3,95-4,4.

Коффинит – $\text{U}[\text{SiO}_4]$. Образует тонкозерн. агр. Черный. Бл. алмазный. Пл. ~5,1. Диагностируется по дебаеграммам.

Кубанит – CuFe_2S_3 . Габ. удлинённый, толстотабл.. Бронзово-желтый. Бл. метал. Тв. 3,5-4. Пл. 4,16.

Куммингтонит – *амфибол* $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7[\text{OH} | [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2]$.

Купроплатина – разнов. поликсена (твёрдого раствора Pt и Fe с примесями других элементов), содержащая Cu 7-14%, Fe 12-17%. Бл. метал. Тв. 4-4,5. Пл. 15-19.

Лейцит – $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$. Каркасный силикат. К-лы тетрагонтриоктаэдры, додекаэдры. Тв. 5,5-6. Пл. 2,5.

Лепидолит – слюда, $\text{K}_2(\text{Li}, \text{Al})_5\text{([Si}_{6-7}\text{Al}_{2-1}\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F})_4])$. Белый, часто розовый, бледно-фиолетовый. Тв. 2,5-4. Пл. 2,9.

Ловчоррит – скрытокр. ринколит: $\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce}_3 \text{Ti}[\text{F}, \text{OH}, \text{O}]_2 | (\text{Si}_2\text{O}_7)_2]$. Мон. Серый до коричневого. Бл. жирный. Тв. 5. Пл. 3,3-3,5. В нефелиновых сиенитах и пегматитах.

Лептохлориты – *хлориты*, встречающиеся лишь в чешуйч. и земл. агр. с очень изменчивым химическим составом.

Людвигит – $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{Fe}^{3+} \times [\text{BO}_3]\text{O}_2$. Габ. призм., игольч. Агр.: радиальнолучистые, волокн., зерн. Цвет и черта от темно-зеленых до черных. Бл. шелковистый, стекл. до алмазного. Тв. 5,5-7. Пл. 3,75-4,8. Руда бора.

Магнезит – MgCO_3 . К-лы ромбоэдр. Бесцв., белый, серый, желтый, коричневый. Агр. зерн., пластин., фарфоровидные. Тв. 3,5-4,5. Пл. 3,0. Растворяется в HCl при нагревании.

Магнетит – $\text{Mn}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$. Fe^{2+} может замещаться Mg , Mn^{2+} , Ni , а Fe^{3+} – V , Cr , Ti , Al . Титансодержащая разнов. – титаномagnetит. К-лы октаэдр., реже ромбододекаэдр. и куб. Сильно магнитен. Черный, иногда с синеватой побелостью. Черта черная. Тв. 5,5-6. Пл. 4,8-5,3.

Малакон – радиоактивная разнов. *циркона*, содержащая Th , U , Hf .

Манганит – $\gamma\text{-MnOOH}$. Агр.: тонкокристал., оолитовые, натечные, зерн., друзы. Темно-серый до черного. Черта красновато-коричневая до черной. Тв. 4. Пл. 4,3. Руда марганца.

Марказит – FeS_2 . Габ. табл., остропирамидальный, копьевидный, призм. Бл. метал. Латунно-желтый. Тв. 6-6,5. Пл. 4,9.

Мартит – плотные или рыхлые агр. *гематита*, образующиеся при окислении *магнетита*.

Матильдит – AgBiS_2 . К-лы длиннопризм. Серый до черного. Черта серая. Бл. метал. Тв. 2,5. Пл. 6,9.

Микроклин – калиевый *полевои шпат* $\text{K[AlSi}_3\text{O}_8]$.

Миллерит – $\beta\text{-NiS}$. Габ. игольч., волосовидный. Агр.: зерн., радиальнолучистые, спутано-волокнистые. Латунно-желтый. Бл. метал. Тв. 3-3,5. Пл. 5,6. Синоним – никелевый колчедан.

Молибденит – MoS_2 . Габ. табл. короткопризм., бочковидный. Голубовато-серый. Бл. метал. Тв. 1. Пл. 4,7-5.

Монацит – $(\text{Ce}, \text{La})[\text{PO}_4]$. К-лы уплощенные, призм., изометр., клиновидные. Коричневый, желтый, иногда зеленоватый. Бл. смолистый. Тв. 5-5,5. Пл. 4,9-5,5. Часто радиоактивный за счет примеси. ThO_2 .

Монтмориллонит – $\text{Na}_{0,7}\text{Al}_{3,3}\text{Mg}_{0,7}\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Агр.: тонкодисперсные, коллоидальные, чешуйч., сферолитовые. Тв. 1-2 (сухого). Пл. 2-3. Набухает при смачивании. Широко распространен в осад. породах.

Мусковит – белая слюда, $\text{KAl}_2[(\text{OH}, \text{F})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. К-лы табл., иногда столбч. Бесцв., зеленоватый, красный. Пл. 2,88. При выветривании превращается в гидромусковит, иллит, затем в монтмориллонит и, наконец, в каолинит.

Настуран – UO_2 . Агр.: вкрапленные, почковидные (смоляная U руда). Смоляно-черный до зеленовато-черного. Тв. 5-6. Пл. 8-10, колломорфных разностей 6,8-8,5. Сильно радиоактивен. Синоним – уранинит.

Нефелин – $\text{Na}_3\text{K}(\text{AlSiO}_4)_4$. Габ. призм., короткостолбч. Бесцв., серый, мясо-красный. Бл. от стекл. до жирного. Тв. 5,5-6. Пл. 2,6.

Никелин – NiAs . Габ. призм. Бледно-медно-красный. Тв. 5-5,5. Пл. 7,8.

Нонтронит – глинистый минерал из группы *монтмориллонита*. Состав непостоянен. Зеленый. Пл. 1,7-1,9. Продукт выветривания ультраосновных пород.

Оливин – член непрерывной изоморфной серии форстерит – фаялит с общей формулой $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$. Габ. изометр., короткопризм., уплощенный. Агр. зерн. Зеленый разных оттенков. Тв. 6,5. Пл. ~4.

Опал – $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Аморфный твердый гидрогель. Бесцв., но легко окрашивается различными хромофорами (атомами и атомными агрегатами, которые своим присутствием обуславливают окраску минералов). Бл. стекл., восковой. Тв. 5-6. Пл. 1,9-2,5.

Ортоклаз – калиевый полевой шпат $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. См. *Полевые шпаты*.

Паризит – $\text{CaCe}[\text{Fe} | (\text{CO}_3)_3]$. К-лы столбч. Агр. зерн. Желтый, коричневый. Бл. стекл. до смолистого. Тв. 4,5. Пл. 4,3.

Пентландит – $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$. Агр.: зерн., вкрапленность. Бронзово-желтый. Бл. метал. Тв. 3-4. Пл. 4,5-5.

Перовскит – $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Ce}) \times \text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe})\text{O}_3$. К-лы: кубы, кубооктаэдры. Агр.: вкрапленность, зерн. Черный. Черта буровато-серая. Бл. полуметал. Тв. 5,5. Пл. 4,2.

Петалит – $\text{Li}[\text{AlSi}_4\text{O}_{10}]$. Мон. Габ. табл. Агр. плотные. Белый с различными оттенками. Тв. 6,5. Пл. 2,42.

Пираргирит – $\text{Ag}_3\text{SbS}_3 \cdot \text{Sb}$, частично замещается As. К-лы призм. Агр. зерн. Темно-серый до черного. Черта пурпурно-красная. Бл. алмазный. Тв. 2-2,5. Пл. 5,77-5,86.

Пирит – FeS_2 . Габ. пентагон-додекаэдрический. Латунно-желтый. Бл. метал. Тв. 6-6,5. Пл. 4,9-5,2.

Пироксены – силикаты цепочечной структуры, представленные формулой $\text{R}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, где $\text{R} = \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}$, иногда $\text{Al}, \text{Mn}, \text{Na}, \text{Li}$. Кристаллизуются в ромб. и мон. сингонии. Наиболее распространены мон. пироксены, а среди них авгит и диопсид. Ромб. пироксены представлены непрерывным изоморфным рядом энстатит $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – гиперстен $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Общими для всех пироксенов являются: преобладающий цвет – темно-зеленый или черный с зеленоватым оттенком, габ. короткопризм., бл. стекл., Тв. 5,5-6; Пл. 3-3,5 (редко до 4).

Пиролозит – $\beta\text{-MnO}_2$. Габ. призм., игольч., изометричный. Агр.: зерн., волокн., почковидные, сажистые и др. Светло-серый до черного. Бл. метал. Тв. 6-6,5. Пл. 4,7-5,0. Важнейшая руда марганца.

Пироп – гранат $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. Розово-красный, лиловый до черного. Тв. 6,5-7,5. Пл. 3,58-3,75.

Пирофиллит – $\text{Al}_2[(\text{OH})_2 | \text{Si}_4\text{O}_{10}]$. Силикат Al. Габ. пластинч., игольч. Агр.: чешуйч., радиально-лучистые, плотные. Белый или слабо окрашен. Жирный на ощупь. Тв. 1-2. Пл. 2,9.

Пирохлор – $\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$. Обычна примесь Ta, Y, Tr, U. Габ. октаэдр. Бесцв., желтый, бурый до черного. Тв. 5-5,5. Пл. 4,2-6,4, увеличивается с содержанием Ta. Радиоактивен.

Пирротин – Fe_{1-x}S . Габ. табл., дипирамидальный, бочковидный, столбч. Агр.: зерн., вкрапленность. Бронзово-желтый с бурой побежалостью. Бл. метал. Тв. 3,5-4,5. Пл. 4,7. Обладает магнитными свойствами.

Плагноклазы – см. *Полевые шпаты*.

Платиноиды – самородная платина с примесью Pd, Fe, Jr, Os, Cu, Ni, Rh, Au. Серовато-белые. Бл. метал. Тв. 4. Пл. 21,5.

Полевые шпаты – силикаты. По химическому составу подразделяются на натрий-кальциевые (плаггиоклазы) и калиевые. Плаггиоклазы – изоморфный ряд с двумя крайними членами: альбитом – $\text{Na} [\text{Al} | \text{Si}_3\text{O}_8]$ и анортитом $\text{Ca} [\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Белые, серые. Бл. стекл. Тв. 6. Пл. 2,6-2,8. Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом и микроклином – полиморфными модификациями $\text{K} [\text{Al} \text{Si}_3\text{O}_8]$. По свойствам близки к плаггиоклазам, в отличие от которых чаще окрашены в розовые тона.

Полигалит – $\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. К-лы табл. или вытянутые. Агр.: зерн., волокн., листоватые. Белый, серый, кирпично-красный. Бл. стекл., смолистый. Тв. 2,5-3,5. Пл. 2,78.

Поллуцит – $\text{Cs} [\text{Al} \text{Si}_2\text{O}_6]$. Агр. – неправильные выделения. Бесцв. Бл. жирный. Тв. 6,5. Пл. 2,9. Руда цезия.

Псиломелан – $[(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}]$. Раковистый излом. Серовато-черный. Тв. 5-6. Пл. 4,7. Развита в зоне окисления и коре выветривания.

Реальгар – As_4S_4 . К-лы коротко- и длиннопризм., игольч. Огненно-красный, оранжево-желтый. Бл. смолистый, жирный. Просвечивает до прозрачности.

Ревдинскит – $(\text{Ni}, \text{Mg})_6[(\text{OH})_6 | \text{Si}_4\text{O}_{10}]$. Габ. пластин. Агр. чешуйч., земл. Зеленый, желтый. Тв. 2-2,2. Пл. 2,5-3,2. Развита в коре выветривания ультраосновных пород.

Рибекит – щелочной *амфибол* $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2[(\text{OH}, \text{F}) | \text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$. Габ. игольч. Темно-синий до черного.

Рихтерит – $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[(\text{OH}, \text{F}) | \text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$. Агр. волокн., асбестовидные. Бурый, желтый, зеленый.

Родонит – $(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ca})_5[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$. Габ. толстотабл. Агр. зерн. Розовый до буро-красного, желтый, серый. Тв. 5,5-6,5. Пл. 3,52-3,76.

Родохрозит – MnCO_3 . К-лы толстотабл., призм., ромбоэдр. Агр. зерн., плотные, столбч., шаровидные, корки. Розовый, красный, коричневый. Бл. стекл. Тв. 3,5-4. Пл. 3,7.

Рубин – прозрачный *корунд*, красный от примеси Cr.

Рутил – TiO_2 . К-лы призм., столбч., игольч. Желтый, красный, черный. Черта светло-бурая. Бл. алмазный и металлоидный. Тв. 6. Пл. 4,3.

Санидин – $(\text{K}, \text{Na})[\text{AlSi}_2\text{O}_8]$. Существенно калиевый полевой шпат. Стеклообразно-прозрачен.

Сапфир – прозрачный *корунд*, синий от примеси Ti . Драгоценный камень.

Серицит – тонкочешуйчатая светлая слюда (*мусковит*), частично гидратизированная.

Серпентина группа – $\text{Mg}_6[(\text{OH})_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})]$: хризотил (волокн.), антигорит (пластинч.), лизардит (плотный, пластинч.). Общие свойства: цвет зеленый, голубоватый, белый. Тв. 2,5, у антигорита до 3,5. Пл. 2,55.

Сидерит – FeCO_3 . К-лы ромбоэдр., табл., призм. Агр.: зерн., грозде- и шаровидные, оолитовые. Желтовато-, серовато-, черновато- и красновато-коричневый. Тв. 4-4,5. Пл. 3,96. Растворяется в HCl при подогревании.

Силлиманит – $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[4]}\cdot[\text{O}|\text{SiO}_4]$. Габ. призм. Агр. волокн. Бесцв. и с разными оттенками. Тв. 6,5-7,5. Пл. 3,27.

Сильвин – KCl . Габ. куб., реже октаэдр. и призм. Агр. зерн., крупнокрист., шестоватые. Бесцв., красный (обусловлен примесью окислов Fe). Бл. стекл., тусклый. Тв. 2. Пл. 1,99. Растворим в воде. Вкус горьковатый.

Скаполиты – серия минералов, крайние члены которой – мариалит $\text{Na}_8[\text{Cl}_2](\text{AlSi}_3\text{O}_8)_6$ и мейонит $\text{Ca}_8[(\text{CO}_3)_2](\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_6$. Габ. призм. Сп. сов. Агр. зерн. Бесцв. или слабо окрашен. Тв. 5-6. Пл. 2,5-2,78.

Спессартин – *гранат* $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Черный, красный до оранжевого. Пл. 4,19.

Сподумен – *пироксен* $\text{Li Al}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Габ. столбч., пластин. Серый, белый и др. Тв. 6,5-7. Пл. 3,03-3,22. Руда лития.

Станнин – $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$. Агр. зерн.; часто мелкие включения в других минералах. Оливково-серый. Бл. метал. Тв. 3-4. Пл. 4,5.

Стронцианит – SrCO_3 . Ромб. К-лы призм. до игольчатых. Агр.: зерн., столбч., волоkn. Бесцв., серый, желтоватый, зеленоватый, красноватый. Бл. стекл. Тв. 3,5. Пл. 3,72. Руда стронция.

Сульфиды – природные сернистые соединения металлов (соли сероводородной кислоты H_2S).

Сфалерит – ZnS . Габ. тетраэдр., кубооктаэдр., додекаэдр. Агр.: зерн., скорлуповидные, почковидные, колломорфные. Черный, бурый, красноватый, желтый, зеленый, бесцв. в зависимости от примесей. Бл. жирный, алмазный. Прозрачен или полупрозрачен. Тв. 3,5-4. Пл. 4.

Сфен – $\text{CaTi}[\text{O} \mid \text{SiO}_4]$. К-лы табл., клиновидные, иногда призм., игольч. Агр.: одиночные к-лы, изредка радиальнолучистые. Коричневый, желтый, зеленый. Бл. стекл. Тв. 5-6. Пл. 3,3-3,6. Синоним – титанит.

Талнахит – $\text{Cu}_{18}(\text{Fe},\text{Ni})_{16}\text{S}_{32}$. К-лы куб., зерн. Часты пластин. сростки с халькопиритом. Темно-желтый. Характерна фиолетовая, синяя, розовая побежалость. Бл. метал. Тв. 3-4. Пл. 4,26.

Танталит – см. *колумбит – танталиты*.

Тетраферрифлогопит – разнов. *флогопита*, содержащая Fe^{+3} в тетраэдрической координации. В п. щелочно-ультраосновных массивов и карбонатитах.

Тетраэдрит – $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, см. *блеклые руды*.

Титаномагнетит – см. *магнетит*.

Топаз – $\text{Al}_2[\text{F}_2 \mid \text{SiO}_4]$. К-лы призм. Сп. сов. Агр. зерн., часто друзы. Бесцв., голубой, розовый, винно-желтый. Тв. 8. Пл. 3,4-3,57.

Турмалин – алюмоборосиликат $\text{NaR}_3\text{Al}_6[(\text{OH})_{1+3} \mid (\text{BO}_3)_3 \mid \text{Si}_6\text{O}_{18}]$. К-лы столбч., призм. и игольч., всегда исштрихованные. Агр.: шестоватые, радиальнолучистые, зерн. Бесцв., зеленый, бурый, розовый, черный, полихромный. Бл. стекл. Тв. 7. Пл. 3-3,26. Розовые и полихромные разности – драгоценные камни.

Тухолит – углеподобный углеводород, зольность которого до 30%; в золе ThO_2 до 48,5%, U_3O_8 до 58%. Агр.: сплошные, земл. Смоляно-черный. Бл. алмазный. Тв. 3,5-4. Пл. 1,57-2,06.

Тюрингит – железистый хлорит $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3[(\text{OH})_2 | \text{Al}_{1,2-2}\text{Si}_{2,8-3}\text{O}_{10} \cdot \{(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{O}, \text{OH})_6\}]$. Сплошные скрытокристал. массы. Оливково-зеленый. В осад. месторождениях Fe.

Тюямунит – $\text{Ca}[(\text{UO}_2)_2 | \text{V}_2\text{O}_8] \cdot 5 - 8,5\text{H}_2\text{O}$. Группа урановых слюдок. Габ.пластин. Агр.: чешуйч., радиальнолучистые, земл., налеты. Желтый. Бл. перламутровый, восковой. Тв. 2. Пл. 4,3.

Уранинит – см. *настуран*.

Уранофан – $\text{CaH}_2\text{x}[\text{UO}_2 | \text{SiO}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. К-лы игольч., призм. Агр.: порошки, налеты, волокн., радиальнолучистые. Бл. стекл. Тв. 2-3. Пл. 3,96.

Ферберит – FeWO_4 , крайний член изоморфного ряда *вольфрамита*.

Флогопит – слюда $\text{KMg}_3[(\text{F}, \text{OH})_2 | \text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Бесцв. до красно-бурого и зеленого.

Флюорит – CaF_2 . Габ. куб., октаэдр. Агр.: друзы, зерн., плотные, земл., лучистые. Бесцв. и разнообразных ярких цветов; фиолетовый часто радиоактивен. Бл. стекл. Тв. 4. Пл. 3,18.

Форстерит – оливин $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, конечный член изоморфной серии форстерит – фаялит.

Фторапатит – см. *апатит*.

Халцедон – микрокристалл. разнов. кварца SiO_2 . Агр.: почковидные, гроздевидные, сферолитовые. Белый, серый, желтый, зеленый и др.; часто окраска пятнистая или полосчатая. Бл. восковой. Тв. 6-7. Пл. 2,6.

Халькозин – Cu_2S . Агр.: тонкозерн., вкрапленники. Габ. короткопризм., табл., дипирамидальный. Свинцово-серый. Бл. метал. Тв. 2,5-3. Пл. 5,8.

Халькопирит – CuFeS_2 . Агр.: зерн., скрытокристал., реже почковидный. Золотисто-желтый, часто бурая побежалость. Бл. метал.

Хлориты – водные метаалюмосиликаты Mg и Fe слоистой структуры, $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[(\text{OH})_2 | \text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot \{(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6\}$. Габ. пластин., табл. Агр.:

чешуйч., сферолитовые, оолитовые, скрытокристал. Цвет гл. обр. зеленый, но бывает розово-красный (содержит Cr), буро-черный (Fe-хлорит). Тв. 2-3. Пл. 2,6-3,3.

Хромиты – $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Cr}_2\text{O}_4$. Собственно хромит как конечный член изоморфного ряда (магнезиохромит MgCr_2O_4 – хромит FeCr_2O_4) обнаружен только в метеоритах. Агр.: зерн., нодули, вкрапленность. Черные до буровато-черных. Черта бурая. Бл. метал. до смолистого. Тв. 5,5-7,5. Пл. 4,2-5,1.

Цеолиты – водные силикаты щелочей и щелочных земель. Бесцв. или раскрашены тонкорассеянными включениями. Тв. 3,5-5,5. Пл. 2-2,3. Эффективные сорбенты.

Циннвальдит – слюда $\text{KLiFe}^{2+}\text{Al}[(\text{F}, \text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Агр.: чешуйч. Серо-бурый, фиолетовый.

Циркон – $(\text{Zr}, \text{Hf}, \text{Th}, \text{U}, \text{Tr}, \text{Ca}, \text{Na})[(\text{Si}, \text{Al}, \text{P}, \text{S})_x(\text{O}, \text{OH})_4]$. Габ. – комбинации призм и дипирамид. Агр.: вкрапленность к-лов, зерн., коллоидные выделения. Коричневый разных оттенков. Бл. алмазный, жирный. Тв. 6,5. Пл. 4,0-5,1.

Циртолит – разнов. *циркона*, содержащая Th, U, Hf.

Чернь урановая – коллоидно-дисперсный продукт изменения *уранинита*. Рентгеноаморфен. Агр.: сферические, рыхлые, сажистые. Серо-черный, зеленовато-серый. Тв. 1-4.

Шамозит – железистая разнов. окисленного хлорита $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[(\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot \{(\text{Fe}, \text{Mg})_3 (\text{O}, \text{OH})_6\}$. Агр.: земл., оолитовые. Зеленый до черного. Тв. 3. Пл. 3-3,4.

Шеелит – CaWO_4 . Иногда частично замещается Mo (молибдосеелит). К-лы пирамидальные, почти изометр., редко табл. Агр. зерн. Бесцв., белый, бледно-желтый до коричневого, зеленоватый, серый. Бл. стекл. до алмазного. Тв. 4,5-5. Пл. 6,1.

Шпинель – MgAl_2O_4 . К-лы октаэдр., реже куб. Агр.: зерн., вкрапленность. Красный различных оттенков, зеленый, синий, черный, бесцв. Черта белая. Бл. стекл. Тв. 7,5-8. Пл. 3,6-4,1.

Штаффелит – карбонатистый фторапатит (см. *apatit*). Синоним – франколит.

Эвдиалит – $(\text{Na,Ca})_3(\text{Zr,Fe,Mn})[(\text{O,OH,Cl})|\text{Si}_6\text{O}_{11}]$. К-лы табл., призм., ромбоэдр. Агр.: вкрапленность, сплошные выделения. Малиново-красный, буро-розовый. Тв. 5,5-6. Пл. 2,7-3. Бл. стекл. В ультращелочных нефелиновых сиенитах и пегматитах. Синоним – лопарская кровь.

Энстатит – ромб. пироксен $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Обычен в ультраосновных породах.

Эпидот – $\text{Ca}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$. Габ. призм., игольч., табл. Агр.: зерн., лучистые. Зеленый, желтый, серый. Тв. 6,5-7. Пл. 3,21-3,52.

Словарь горных пород (Б)

Аллиты – продукты выветривания, состоящие из гидроокисей Al.

Альбитит – жильная (дайковая) крист.-зерн. п., состоящая почти целиком из альбита, иногда с небольшим количеством кварца, мусковита и других минералов.

Альбитофир – измененный *порфир*, в котором порфировые выделения и микролиты (очень мелкие кристаллы) в основной массе представлены гл. обр. альбитом.

Амфиболит – метаморф. среднезерн. п., состоящая из амфибола (преимущественно роговой обманки) и плагиоклаза. Основные минералы примеси: пироксен, биотит, гранат и дистен. Структура гранобластовая, текстура массивная, иногда сланцеватая. Образуется за счет основных магм. и осад. п. мергелистого состава.

Андезит – эффуз. аналог *диорита*. Образует вместе с базальтом главную массу излившихся п. в областях современного и древнего вулканизма. Структура порфировая. Состоит из плагиоклаза и одного или нескольких цветных м-лов (амфибола, биотита, авгита и ромб. пироксена). Плагиоклаз порфировых выделений – андезин или лабрадор.

Анортозиты – существенно плагиоклазовые породы (плагиоклазиты), состоящие преимущественно из основного плагиоклаза: лабрадора (лабрадориты), анортита (анортититы).

Аплит – магм. жильная мелкозерн. п., состоящая гл. обр. из светлоокрашенных м-лов. Обычно связан с гранитами и близок к ним по минеральному составу.

Афанит – тонкозерн. п., в которой отдельные м-лы неразличимы невооруженным глазом.

Базальт – темная п. (эффуз. аналог *габбро*), состоящая гл. обр. из основного плагиоклаза (лабрадора, битовнита или анортита), пироксена (авгита) и часто оливина.

Базиты – синоним термина *порода основная*.

Боксит – руда, состоящая в основном из м-лов гидроокиси Al: гиббсита, бёмита и диаспора. Представлен тремя разнов.: каменистой, рыхлой и глиноподобной. Чаще всего красный, темно-красный, реже белый, серый, черный и зеленый. Структура бобовая, колломорфная, конгломератовая, оолитовая, текстура массивная, редко слоистая.

Бурый железняк (лимонит) – общее наименование всех руд, состоящих из водных окислов железа. Бурий различных оттенков, охристо-желтый. Агр.: почковидные, гроздевидные, охристые, оолиты, сталактиты.

Габбро – интруз. равномернозерн п., состоящая из основных плагиоклазов (лабрадора, битовнита) и мон. пироксена (обычно диаллага), акцес. минералы: сфен, апатит, титаномагнетит.

Габбро-диабаз – жильная п., промежуточная между габбро и диабазом, состоящая из основного плагиоклаза и мон. пироксена (обычно авгита) с акцес. сфеном, апатитом, титаномагнетитом.

Габбро-диорит – п., переходная между *габбро* и *диоритом*.

Габбро-норит – переходная разновидность между габбро и *норитом*, в которой наряду с мон. пироксеном присутствует ромб. пироксен (бронзит или гиперстен).

Гарцбургит – глубинная ультраосновная п., разновидность *перидотита*, сложенная оливином и ромб. пироксеном (обычно энстатитом или бронзитом).

Гипербазиты – синоним термина *порода ультраосновная*.

Гнейс – зерн. (размер зерен больше 0,2-0,3 мм) метам. п. (крист. сланец) сланцеватой или полосчатой текстуры, grano- или порфиروبластовой структуры и состоящая из кварца, полевого шпата, плагиоклаза и цветных м-лов.

Гондит – метам. п., состоящая из кварца, спессартина и марганецсодержащих минералов: браунита, гаусманита, родонита. Продукт регионального метаморфизма марганецсодержащих осад. п.

Горнблендит – полнокристал. интруз. п., состоящая гл. обр. из амфибола (в большей части роговой обманки), который или выкристаллизовался непосредственно из магмы или является продуктом замещения ранее выделившегося пироксена.

Гранит – полнокрист. кислая интруз. п. Окраска розовая, красноватая, светло-серая, голубоватая. Различают *нормальные* (известково-щелочные) граниты, состоящие из калиевого полевого шпата (30-40%), кислого плагиоклаза (10-20%), кварца (25-30%) и цветных минералов (биотита, мусковита, роговой обманки); *плагиограниты*, сложенные только плагиоклазом, кварцем и цветными минералами; *щелочные* граниты, состоящие почти исключительно из щелочных полевых шпатов и щелочных пироксенов или мафиболов.

Гранит пегматитовый – разнов. гранита, в которой полевой шпат и кварц закономерно прорастают друг в друга.

Гранит письменный – разнов. пегматитового гранита, в котором полевой шпат прорастает тонкими клиновидными образованиями кварца, напоминающими древнееврейские письма.

Гранит-порфир – гранит порфировидный с мелкокрист. основной массой. Порфировидные выделения представлены кварцем и щелочным полевым шпатом, редко цветными м-ми*. Обычно образует дайки в гранитовых и гранодиоритовых массивах.

Гранитоиды – совокупность гранитов, гранодиоритов, *плагиогранатов* и их разнов., переходных к кварцевым диоритам. Обычно этот термин употребляется для характеристики нерасчлененных или недостаточно изученных комплексов.

Гранодиорит – п. промежуточного состава между гранитом и *кварцевым диоритом*, состоит из полевых шпатов, кварца (около 15-20%) и подчиненной роговой обманки и (или) биотита. Является интруз. аналогом *дацита*.

*Цветными (меланократовыми) называются железо-магнезиальные (Mg-Fe) минералы магматических пород.

Грейзены – продукты гидротермальных изменений интруз., эффуз, осад. и метам. п. преобладающе кислого состава, представленные гл. обр. кварцем, мусковитом, литиевыми слюдами, турмалином топазом, флюоритом, бериллом, рутилом и некоторыми рудными м-ми: касситеритом, молибденитом, вольфрамитом, висмутином, пиритом, гематитом.

Дацит – эффуз. п., основная масса которой представлена порфиоровыми выделениями преимущественно известково-натрового полевого шпата (чаще андезина), иногда кварца, а из цветных м-лов – биотита, роговой обманки или пироксена. Является эффуз. аналогом гранодиорита и кварцевого диорита.

Диабаз – изверженная основная п. офитовой (диабазовой) структуры, проявленной резко выраженным изоморфизмом плагиоклаза в виде разноориентированных тонких пластинок и таблиц, и аллотриоморфизмом цветного минерала (обычно авгита), занимающего замкнутые угловатые промежутки между призмами плагиоклаза. Образует дайки и силы или слагает нижние, наиболее раскристаллизованные участки эффуз. покровов. Диабаз, содержащий вкрапленники авгита или плагиоклаза, называется *диабазовым порфиритом*.

Диорит – глубинная магм. п., состоящая из плагиоклаза (обычно андезина) и одного или нескольких цветных м-лов, чаще всего роговой обманки, редко биотита или пироксена. Иногда присутствует кварц и тогда п. называется *кварцевым диоритом*.

Диорит-порфирит – гипабиссальный (дайковый) аналог диорита.

Дунит – ультраосновная интруз. п., представляющая собой зерн. агрегат оливина с рассеянной вкрапленностью хромита. Оливин часто замещается серпентином, иногда до перехода дунита в аподунитовый серпентинит (апо – приставка, указывающая за счет какой п. образовалась данная п.).

Игнимбриты – развитые на обширных площадях (до нескольких десятков тысяч км²) сложные геологические тела, состоящие внизу из

рыхлого пемзового материала, над ним плотного лавоподобного спекшегося туфа (твердых продуктов вулк. извержений), выше – частично спекшегося туфа и наверху – рыхлого вулк. материала.

Ийолит – полнокрист. бесполевошпатовая п., состоящая в основном из нефелина (50-70%) и эгирин-авгита (или авгита с оболочкой эгирин-авгита).

Каменная соль – осад. п. химического происхождения, сложенная в основном (до 99%) галитом (NaCl). Окраска разнообразная и обусловлена примесями. Черная и бурая (исчезают при нагревании) вызваны наличием органического вещества, красная и желтая – микровключениями окислов и гидроокислов железа, серая – примесью ангидрита и карбонатно-глинистого вещества, синяя и фиолетовая – воздействием радиоактивного излучения калия. Пищевой продукт и консервирующее средство, сырье для производства соды, хлора, соляной кислоты, натрия и едкого натра.

Карбонатит – эндогенная п. существенно карбонатного состава (кальцит, анкерит, доломит, реже сидерит), генетически связанная с формацией ультраосновных – щелочных п. и характеризующаяся определенным геохимическим спектром элементов (Nb, Ta, TR, P, Ti, Fe, Sr, Ba, F) и типичным набором комплекса минералов-индикаторов: пироксенол, гатчеттолит, колумбит, бадделеит, апатит, магнетит, циркон, м-лы редких земель (паризит, монацит, бастнезит и др.), барит, стронцианит, флюорит, сульфиды меди, железа. В составе карбонатитов обычны силикаты – форстерит, пироксен (эгирин, диопсид), флогопит (тетраферрифлогопит), биотит, амфибол (актинолит, арфедсонит, рихтерит).

Кварцит – крепкая метаморф. п. белого, темно-серого и красно-бурого цвета, состоящая преимущественно из кварца. Структура гранобластовая, обычно мелкозерн. Текстура массивная, редко полосчатая.

Кимберлит – магм. ультраосновная п., производная мантийной магмы, сложенная вкрапленниками оливина, реже флогопита, пироксена, ильменита, акцессорными зернами пироба, хромдиопсида, алмаза, заключенными в основной массе, содержащей микролиты (очень мелкие игольчатые или

пластинчатые кристаллики) оливина, пироксена, флогопита, шпинели, перовскита, ильменита, апатита и обычно измененной процессами серпентинизации и карбонатизации. Кимберлиты, как правило, содержат ксенолиты (включения обломков, чуждых магм. п., в которых они встречены) верхнемантийных ультраосновных п. (обычно перидотов и эклогитов) и различных вмещающих п.

Кодурит – метам. п., содержащая марганец и состоящая в основном из калиевого полевого шпата, спессартина и апатита. Продукт регионального метаморфизма Mg-содержащих осад. п.

Коматиит – ультраосновная магм. п., обладающая специфической структурой – спинифекс, названной так за сходство с причудливыми переплетениями одноименных жестких австралийских трав. Для этой структуры характерны крупные (длиной до 3 см и более) к-лы оливина, собранные в переплетенные или радиально-лучистые пучки, размещенные в основной массе, представленной тонкими дендритовидными скоплениями пироксена, зернами хромита и вулк. стеклом. С коматиитами связаны крупные месторождения золота, платины, меди и никеля.

Лампроит – гипабиссальная ультраосновная порфировидная п. с многочисленными (15-25% объема) крупными (3-4 мм) вкрапленниками оливина, реже пироксена. Основная масса сложена мелкозерн. агрегатом оливина, пироксена, флогопита, сцементированным вулк. стеклом.

Липарит (риолит) – эффуз. аналог гранита. Окраска светлая в белых, серых, желтоватых и красных тонах. Структура обычно порфировая, реже афанитовая – структура вулк. п., состоящих из стекла и мелких к-лов, неразличимых без микроскопа (в этом случае п. называют *фельзитом*). Текстура массивная, пористая, флюидальная. Во вкраплениях кварц, кислый плагиоклаз или калиевый полевой шпат.

Листвениты – гидротермально-метасоматические карбонат-кварцевые и часто золотоносные п.

Луяврит – разнов. нефелинового сиенита, обладающего трахитоидной структурой (субпараллельным расположением длинностолбчатых индивидов полевого шпата). Состоит в основном из калиевого полевого шпата (около 40%), нефелина, а также эгирина (чаще в виде игольчатых образований).

Мельтейгит – темноокрашенная бесполевошпатовая п., сложенная гл. обр. титанистым авгитом, часто с каймой эгирин-авгита (до 70%), нефелином и продуктами его изменения.

Мигматит – п., образовавшаяся из неоднородной смеси магмы и постороннего твердого материала.

Норит – габбро, в котором вместо мон. пироксена существенной составной частью является ромб. пироксен (бронзит или гиперстен). Переходные разновидности между габбро и норитом (содержащие и мон. и ромб. пироксен) называются *габбро-норитами*.

Перидотит – ультраосновная магм. п., состоящая преимущественно из оливина (30-70%) и пироксена, незначительной примеси хромита и магнетита. Оливин и пироксен обычно в той или иной мере замещены вторичными минералами: серпентином, хлоритом, тальком и кальцитом. Продукт интенсивного проявления такого замещения называют апоперидотитом. Цвет черный с зеленовато-серым или бурым оттенком. Структура явнокристал., средне- и крупнозерн.; текстура массивная.

Пикрит – эффуз. и гипабиссальный аналог *перидотита*. Темно-зеленый до черного. Структура порфировая. Основная масса – тонкозерн. агр. оливина, пироксена, амфибола, магнетита, биотита. Во вкрапленниках оливин, редко пироксен. Текстура полосчатая, флюидальная, миндале-каменная.

Пироксенит – полнокристал. ультраосновная бесполевошпатовая п., состоящая из пироксенов.

Плагιοгранит – существенно натровый известково-щелочной гранит, не содержащий калиевого полевого шпата или содержащий его в виде

примеси. Состоит из кварца (20-30%) и кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза) с некоторым количеством биотита и амфибола.

Плагиоклазиты – общий термин для существенно плагиоклазовых п.

Порода зеленокаменная – общее название для измененных магм. п. основного состава с зеленой окраской, обусловленной присутствием хлорита, эпидота и других вторичных минералов.

Порода карналлитовая – соляная п., состоящая из кристаллически-зерн. смеси галита (10-65%) и карналлита (15-90%). Окрашена в различные оттенки красного и желтого цвета, что обусловлено микровключениями гематита и гетита. Руда для получения Mg и попутно K.

Порода основная – магм. п., обычно содержащая не более 50-55% кремнезема и характеризующаяся высоким содержанием Al, Ca, Fe, Mg и небольшим количеством Na и особенно K. Сложена в основном пироксенами, амфиболами, основными плагиоклазами; иногда присутствует оливин.

Порода ряда «уртит-ийолит-мельтейгит» – бесполевошпатовые темноокрашенные щелочные ультраосновные п. явнокрист. (от средне- до грубозерн.), сложенные гл. обр. нефелином и эгирин-авгитом. Содержание нефелина в уртите более 70%, ийолите 50-70%, мельтейгите меньше 50%.

Порода ультраосновная – магм. бесполевошпатовые п., состоящие из одного или нескольких цветных м-лов, гл. обр. оливина, ромб. и мон. пироксена, амфибола в разных количественных соотношениях. Синоним: гипербазиты, ультрабазиты.

Порфир – общее наименование эффуз. п. с фенокристаллами (более или менее крупными и хорошо образованными) щелочного полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца, биотита и редко роговой обманки в основной массе состоящей из *фельзита* (скрытокрист. агрегата указанных выше минералов). Иногда основная масса представлена стеклом. Если фенокристаллы представлены только кварцем или кварцем и полевым

шпатом, п. называется порфир кварцевый в отличие от фельзитовых порфиров, в которых кварц входит только в состав основной массы.

Порфирит – общее наименование эффуз. п. с порфировыми выделениями основного или среднего плагиоклаза, роговой обманки или пироксена (обычно авгита) в основной массе, состоящей из *фельзита* или хлоритизированного стекла.

Риолит – синоним термина *липарит*.

Рисчоррит – крупнозерн. слюдяной или эгириновый нефелиновый *сиенит* Хибинских тундр с характерной пойкилитовой структурой, обусловленной беспорядочным прорастанием нефелином крупных зерен полевого шпата.

Сиенит – бескварцевая полнокристал. п., состоящая преимущественно из щелочных полевых шпатов и одного или нескольких цветных м-лов (особенно характерен амфибол). Если присутствует нефелин, называется нефелиновым сиенитом.

Сильвинит – соляная п., состоящая из кристаллическизерн. смеси галита (25-85%) и сильвина (10-60%). Почти всегда содержит незначительную примесь ангидрита, карбонатов и глинистого материала. Окраска молочно-белая и красная (обусловлена включениями окислов Fe в зернах сильвина). Руда KCl, применяемого в качестве удобрения.

Сланцы горючие – осад. п. глинистая, известковистая, кремнистая, тонкослоистая, при выветривании листоватая или массивная, содержит органическое вещество (кероген) в количестве от 10-15 до 60-80%; окраска коричневато-серая, коричневато-желтая, оливково-серая. В тонкой пластинке или куске загорается от спички, издавая запах горячей резины.

Сланцы филлитовидные – метам. глинистые п. сланцеватые, с шелковистыми поверхностями излома. Состав обычно серицит-гидро-слюдистый, серицит-хлоритовый, кварц-серицитовый. Окраска серая, зеленовато-серая.

Трахит – эффуз. аналог сиенита. Отличается трахитовой структурой, характеризующейся субпараллельным расположением призм. микролитов полевого шпата, между которыми нет или очень мало стекловатого базиса.

Туф вулканический – п., образовавшаяся из твердых продуктов вулк. извержений (пепла, песка, лапиллей, бомб, обломков п. невулк. происхождения), впоследствии уплотненных и сцементированных.

Туффит – осад.-вулканогенная п., в которой содержание пирокластического (образованного при извержении вулканов) материала не менее 50% (до 90%).

Уртит – яснокристал. бесполевошпатовая п., состоящая гл. обр. из нефелина (около 80%), эгирина (около 10%), незначительного количества альбита и апатита.

Фельзит – 1. скрытокрист. основная масса порфировых п.; 2. афанитовые (см. *афанит*) эффуз. аналоги гранитов без видимых простым глазом порфировых выделений.

Фениты – экзоконтактовые щелочные метасоматиты, возникшие на границе массивов щелочных или щелочно-ультраосновных п. с гранито-гнейсами, гнейсами, аркозовыми песчаниками и другими кварц-полевошпатовыми п.

Фосфориты – п., сложенные более чем на 50% аморфными или микрокрист. фосфатами кальция из группы апатита. Обычно черные и серые. Структура массивная, желваковая, зерн., кавернозная, шлаковидная, галечная, конгломератовая; текстура – слоистая, натечная.

Фойяит – роговообманковый или пироксеновый нефелиновый сиенит трахитоидной структуры (с субпараллельным расположением табличек или призм полевого шпата).

Хибинит – грубозерн. разнов. нефелинового сиенита, состоящая из микроклина (40-45%), нефелина (35-45%), эгирина и др. щелочных цветных м-лов (до 20%) с небольшим количеством эвдиалита.

Шлир – минеральное скопление в изверженных породах, обособившееся в магматическую стадию и отличающееся от основной массы минеральным составом.

Яшма – осад. кремнистая п., твердая (тв.7), непрозрачная, обладающая раковистым изломом, пестрая, полосчатая или пятнистая, окрашенная окислами Fe и Mn в различные оттенки красного, желтого, иногда коричневого и зеленого цвета.

Якупирангит – крупнозерн. щелочной пироксенит, состоящий из титанистого авгита, магнетита с примесью перовскита, апатита, нефелина, иногда кальцита.

Учебное издание

Дунаев Владимир Александрович
Игнатенко Игнат Михайлович

**ОСНОВЫ УЧЕНИЯ
О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Учебник

2-е издание, стереотипное

Публикуется в авторской редакции

Оригинал-макет: А.Н. Оберемок
Выпускающий редактор: Л.П. Котенко

Тематический план 2017
Подписано в печать **XX.XX**.2018. Формат 60×90/16
Гарнитура Times New Roman. Усл. п. л. 15,3. Тираж 100 экз. Заказ 78
Оригинал-макет подготовлен и тиражирован в ИД «Белгород» НИУ «БелГУ»
308015 г. Белгород, ул. Победы, 85. Тел.: 30-14-48