

Министерство высшего и среднего специального  
образования СССР

Московский ордена Трудового Красного Знамени  
горный институт

---

В. В. ЕРШОВ, Г. Б. ПОПОВА

ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ  
РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Учебное пособие по разделу дисциплины

«Геология и разведка месторождений полезных ископаемых»  
для студентов специальностей 0201, 0202, 0206, 0209, 0210

УДК 553.2.06

Ершов В. В., Попова Г. Б. Формирование геологических условий разработки месторождений полезных ископаемых. — М., МГИ, 1984, с. 87.

Приведены основные понятия о полезных ископаемых и площадях их распространения. Рассмотрены классификация и процессы формирования магматогенных, экзогенных и метаморфогенных месторождений, являющихся объектами открытой и подземной разработки. При характеристике генетических типов и отдельных месторождений основное внимание уделено их геолого-структурному положению, морфологическим особенностям и вещественному составу полезных ископаемых, оценке их промышленного значения.

Табл. 2, ил. 20, список лит. 5 назв.



Московский ордена  
Трудового Красного Знамени  
горный институт, 1984

## ВВЕДЕНИЕ

Учение о месторождениях полезных ископаемых является прикладной дисциплиной геологического цикла наук, которая изучает месторождения как геологические явления. К основным задачам учения относится изучение условий образования месторождений полезных ископаемых и закономерностей их распространения в земной коре.

Эти задачи, теоретические по своему характеру, имеют большое практическое значение, поскольку от генезиса месторождений зависят их основные геолого-промышленные характеристики: условия залегания, форма и размеры тел полезных ископаемых, вещественный состав и структурно-текстурные особенности. В свою очередь названные параметры определяют рациональные направления и эффективность поисково-разведочных и эксплуатационных работ, схему переработки добываемого минерального сырья.

Являясь отраслью геологии, учение о месторождениях полезных ископаемых тесно связано с другими геологическими науками. Например, связь с петрографией объясняется тем, что месторождения представляют собой части более крупных массивов горных пород; знания минералогии и геохимии необходимы для изучения состава полезных ископаемых, познания закономерностей рассеяния и концентрации компонентов, приводящих в определенных условиях к образованию или разрушению месторождений.

Поскольку формирование месторождений всегда связано с какими-то более общими геологическими процессами, протекающими в пределах определенных участков земной коры, обладающих теми или иными особенностями строения и развития, учение о месторождениях полезных ископаемых тесно со-прикасается с такими геологическими науками, как динамическая и структурная геология, геотектоника. Кроме того, полное познание геологической обстановки невозможно без детального изучения их гидрогеологических и инженерно-геологических условий.

Из точных наук учение о месторождениях полезных ископаемых теснее всего связано с физической химией, законы ко-

торой нередко используются при анализе природных процессов минералообразования. Знания математики, особенно таких ее разделов, как теория вероятностей и математическая статистика, необходимы для обработки геологоразведочных данных и обоснованной интерпретации полученных результатов. Учение о месторождениях полезных ископаемых является геолого-экономической наукой, поскольку каждое месторождение на всех стадиях освоения, от поисков и разведки до эксплуатации, должно получить достоверную экономическую оценку его народнохозяйственного значения.

### Краткий исторический очерк

Формирование и развитие учения о геологии месторождений полезных ископаемых тесно связано с возникновением горных промыслов, с последующим совершенствованием горного дела. Появление различных отраслей горной промышленности основывалось на выявлении полезных ископаемых и являлось источником их познания. Накопление таких знаний вело к постепенному формированию учения о месторождениях полезных ископаемых, методах их поисков и разведки.

С глубокой древности человек использовал для бытовых целей различные минералы и горные породы. Сначала люди стали применять различные неметаллические полезные ископаемые: кремень, кварц, роговик, кварцит, известняк, глину, каменную соль. Постепенно человек осваивал и металлы. Первобытные люди научились пользоваться метеорным железом, самородными медью и золотом, позднее стали выплавлять олово, медь, железо. История применения золота насчитывает не менее 14 тысячелетий. Нефть в качестве топлива применялась уже в бронзовом веке, в 6—4 тысячелетиях до н. э. Позднее, но еще до нашей эры, в обиход человека вошел уголь.

На территории нашей страны разработка месторождений меди, олова, золота и серебра началась за несколько тысяч лет до нашей эры. Следы древних разработок обнаружены на Урале, Алтае, в Сибири, Средней Азии, Казахстане. Первые добывчные работы ограничивались только поверхностными частями месторождений, что мало способствовало развитию знаний о полезных ископаемых. Между тем, уже в работах среднеазиатских ученых Ибн-Сины (Авиценны), Аль-Бируни и других появились о месторождениях сведения обобщающего характера.

Более полные сводные данные о месторождениях были собраны в средние века. В это время мелкие кустарные разработки уступают место все более крупным рудникам, совершенствуется техника горных работ и выплавка металлов. Развивается горнозаводская промышленность в Западной и Цен-

тральной Европе, а позднее в Подмосковье, на Урале, Олонецком крае, в Сибири, на Алтае. Наиболее крупными научными обобщениями того времени следует считать работы Агриколы (Георгия Бауэра) и Рене Декарта.

В Москве в 1584 г. был создан Государев приказ Каменных дел, который, выполняя главную задачу по обеспечению строительства города естественными каменными материалами, способствовал открытию большого числа месторождений металлов и неметаллического сырья. В петровский период интенсивному развитию горного дела, расширению поисков и разведки месторождений активно способствовал Приказ рудокопных дел, преобразованный затем в Берг-коллегию. Именно в это время Россия вышла на первое место в мире по производству железа, меди, свинца, пищевой соли.

Исключительная роль в создании основ наук о месторождениях полезных ископаемых принадлежит М. В. Ломоносову. В своих работах «О слоях земных», «Слово о рождении металлов от трясения Земли», «Первые основания металлургии или рудных дел» он изложил теорию рудного минералообразования, отметив связь месторождений с тектоникой, правильно оценил значение окисления руд для их поисков, дал классификацию месторождений. Принципиально верными оказались представления М. В. Ломоносова об органическом происхождении каменного угля, нефти, асфальта, битуминозных сланцев, янтаря.

В России после М. В. Ломоносова серьезное значение имели исследования И. И. Лепехина, Н. Я. Озерецковского, М. Е. Головина, Н. П. Рычкова, П. С. Паласа, Г. К. Разумовского, позднее В. М. Севергина, Д. И. Соколова, Г. Е. Щуровского и др. Было создано Горное ведомство, под руководством которого расширялись геологические работы, появились первые геологические карты отдельных районов. Созданное в 1773 г. в Петербурге Горное училище (позднее Горный институт), воспитавший большое количество выдающихся ученых и горных инженеров-практиков, сыграло важную роль в развитии геологических наук и горной промышленности в нашей стране. С 1825 г. началось издание «Горного журнала».

Быстрый рост горной промышленности в Западной Европе и США привел к тому, что в XVIII—XIX вв. появилось большое число работ зарубежных авторов, посвященных геологии и условиям образования минеральных месторождений. Существенное влияние на развитие геологии оказали труды А. Вернера, Д. Хеттона, позднее Э. де Бомона, Б. Котты, К. Г. Бишоффа и др.

Усиление развития капитализма в России в конце прошлого века привело к заметному оживлению в деле геологического изучения страны. Широкие систематические исследования геологического строения различных районов страны, поиски

новых месторождений организовал созданный в 1882 г. Геологический комитет. В первые годы Геолком составлял 10-верстную геологическую карту европейской части России. В 90-х годах проводилась геологическая съемка Донецкого бассейна, железорудных районов Кривого Рога, железо- и золоторудных районов Урала. Начались геологические исследования вдоль трассы Сибирской железной дороги и ряда золотоносных районов Сибири. С 1901 г. Геолком приступил к изучению нефтеносных районов Кавказа.

В конце XIX — начале XX в. Геологический комитет, несмотря на малочисленный состав, провел большую работу по изучению геологии и минеральных ресурсов различных районов страны. Особенно значительную роль в развитии науки о месторождениях полезных ископаемых в это время играли А. П. Карпинский, по праву названный «отцом русской геологии», Е. С. Федоров, К. И. Богданович, В. А. Обручев, Н. К. Высоцкий, И. В. Мушкетов, Ф. Н. Чернышев, Л. И. Лутугин, П. И. Степанов, труды которых сохранили свое значение до настоящего времени. Из зарубежных исследований большое значение имели работы Ф. Пошелного, П. Ниггли, В. Линдгрена, В. Эммонса, Х. Фогта и др.

Советский период, характеризующийся небывалым подъемом экономики страны, обеспечил интенсивное развитие геологии и учения о месторождениях полезных ископаемых на основе реализации программы индустриализации народного хозяйства, построения социализма в СССР. В это время, помимо крупнейших деятелей Геолкома, активно помогавших новому строю (А. П. Карпинский, В. А. Обручев, И. М. Губкин, П. И. Степанов и др.), выдвинулась замечательная плеяда ученых, которая провела глубокие, систематические и широкомасштабные исследования главнейших регионов страны. Работами А. Д. Архангельского, А. Г. Бетехтина, Ю. А. Билибина, В. И. Вернадского, И. Ф. Григорьева, И. М. Губкина, А. Н. Заварницкого, А. П. Карпинского, В. М. Крейтера, Д. В. Наливкина, В. А. Обручева, П. И. Преображенского, В. И. Смирнова, С. С. Смирнова, П. М. Татаринова, М. А. Усова и др. за короткий срок созданы основы науки о геологии, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Это и обеспечило нашей стране одно из ведущих мест в мировой науке о полезных ископаемых, позволило создать прочную минерально-сырьевую базу для всех отраслей народного хозяйства.

Развитию науки о полезных ископаемых за рубежом особенно активно способствовали работы Р. Бейтса, А. Бэтмана, Я. Кутини, Ч. Парка, П. Рамдора, Р. Рутье, Г. Шнейдерхена и др. В последние десятилетия появились сводные исследования по геологии и условиям образования различных видов минерального сырья, обобщения по полезным ископаемым кон-

тиков и зарубежных стран. Можно с уверенностью сказать, что в современной геологии, видимо, нет более широкой и разветвленной науки, чем учение о полезных ископаемых.

В последние годы геологоразведочные работы в нашей стране приобрели широкий размах. Это способствовало развитию геологических знаний, дальнейшему совершенствованию учения о полезных ископаемых, методах их поисков, разведки и геолого-промышленной оценки. Советская геология на современном этапе научно-технической революции превратилась в мощную научно-производственную отрасль, обеспечивающую опережающее развитие минерально-сырьевой базы страны.

В «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 годы и на период до 1990 года» перед отраслью поставлена грандиозная задача ускорения развития работ по геологическому изучению территории страны, увеличению разведанных запасов минерально-сырьевых ресурсов, в первую очередь топливно-энергетических. Предусмотрено осуществить мероприятия по выявлению месторождений нефти и газа на территории Западной и Восточной Сибири, европейской части СССР, в Средней Азии и Казахской ССР, а также на континентальном шельфе.

Весьма актуальными в настоящее время являются задачи расширения сырьевой базы действующих горнодобывающих предприятий, особенно в районах формирования территориально-производственных комплексов. Необходимо усилить поиски и разведку месторождений богатых и легкообогатимых руд черных и цветных металлов, бокситов, фосфоритов, угля, горючих сланцев и сырья для атомной энергетики, для производства строительных материалов и минеральных удобрений, а также поиски и разведку подземных вод.

### Значение учения о полезных ископаемых

Как следует из изложенного, учение о месторождениях полезных ископаемых тесно связано с практическими вопросами горного дела, а история его развития в нашей стране и за рубежом является, по существу, частью истории развития горной науки. Знание геологии месторождений полезных ископаемых является основой их рациональной разработки. Это и определяет большое значение данной дисциплины в системе высшего горного образования.

Действительно, любое месторождение полезных ископаемых представляет собой предмет труда и объект горного производства. Масштаб запасов, условия залегания и морфология тел полезных ископаемых в значительной степени определяют выбор способа разработки и вскрытия месторождения. Перечисленные факторы, а также состав, свойства и строение тел

полезных ископаемых и вмещающих пород, степень тектонической нарушенности и трещиноватость влияют на выбор систем разработки, технологических схем добычи минерального сырья, направлений развития горных выработок, способа их проходки и крепления, определяют полноту извлечения полезных ископаемых из недр.

Вещественный состав, структуры и текстуры полезных ископаемых весьма значимы для выбора технологии переработки минерального сырья. Знание закономерностей пространственного распределения полезных компонентов необходимо для повышения эффективности переработки сырья за счет его селективной добычи и усреднения состава, направленного формирования качества полезного ископаемого при добыче. Детальное изучение состава, строения и свойств полезных ископаемых и вмещающих пород, тектоники, гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений чрезвычайно важно для изыскания и внедрения новых геотехнологических способов добычи минерального сырья: подземная выплавка (серы), подземное выщелачивание (руды меди, урана, минеральные соли), подземная газификация твердых горючих ископаемых (уголь, горючие сланцы) и др.

Наконец, знание условий образования и изменения месторождений полезных ископаемых и их физико-химическое моделирование необходимы для создания в будущем искусственных месторождений и управления природными процессами формирования месторождений.

### Содержание и структура дисциплины

В соответствии с изложенным выше цель преподавания данной дисциплины состоит в ознакомлении студентов с закономерностями размещения, условиями образования и конкретной геологической обстановкой месторождений полезных ископаемых, овладении теорией, методами и практическими навыками геолого-промышленной оценки месторождений и инженерного анализа геологических условий ведения горных работ.

Задачи изучения дисциплины определяются в соответствии со знаниями, которые должен приобрести студент в учебном процессе. Студент должен знать значение различных видов полезных ископаемых и типов месторождений в создании и развитии минерально-сырьевой базы страны, уметь анализировать тенденции в развитии ресурсов, добычи и потребления важнейших видов минерального сырья.

Студент должен знать условия образования и закономерности размещения в земной коре промышленно-генетических типов месторождений и уметь на основе этих знаний устанавливать связь характеристик месторождений с условиями их

образования, прогнозировать геологические параметры месторождений на базе знания их генезиса.

Студент должен знать методы и средства разведки месторождений полезных ископаемых, методы и показатели их геолого-промышленной оценки на различных стадиях и этапах разведки, с тем, чтобы оценивать достоверность геологического изучения недр.

Студент должен знать условия размещения, залегания, морфологию, вещественный состав, особенности разведки и оценки основных промышленно-генетических типов и отдельных наиболее важных месторождений металлических, неметаллических и горючих полезных ископаемых, связь перечисленных показателей с условиями промышленного освоения месторождений. Студент должен уметь определять пространственно-морфологические характеристики месторождений, качество и запасы полезного ископаемого, проводить геолого-промышленную оценку по результатам разведки, прогнозировать условия разработки месторождений полезных ископаемых.

Курс «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» состоит из пяти последовательно изучаемых разделов. В первом рассматриваются общие сведения о полезных ископаемых, классификация их и условия образования магматогенных, метаморфогенных и экзогенных месторождений, являющихся объектами открытой и подземной разработки. Второй и третий разделы освещают геологические условия разработки месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых. Специальный раздел рассматривает геологические условия разработки месторождений твердых горючих полезных ископаемых. Наконец, специальный раздел посвящен геолого-промышленной оценке месторождений полезных ископаемых на основании геологоразведочных данных.

Настоящая работа является учебным пособием по первому разделу дисциплины. Рассматривается, в основном, формирование месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых, поскольку образование угольных месторождений освещено в специальном пособии.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

### Основные понятия и определения

Полезным ископаемым называют природное минеральное образование, которое используется в народном хозяйстве в естественном виде или после предварительной обработки (переработки) путем дробления, сортировки, обогащения для извлечения ценных металлов или минералов. По физическому состоянию полезные ископаемые бывают газообразными, жидкими и твердыми. К газообразным относятся горючие газы

углеводородного состава и негорючие инертные газы; к жидким — нефть, рассолы, вода; к твердым — большинство полезных ископаемых, которые используются как химические элементы или их соединения, а также кристаллы, минералы, горные породы.

По промышленному использованию полезные ископаемые разделяются на металлические, неметаллические, горючие, или каустобиолиты, гидро- и газоминеральные.

Металлические полезные ископаемые служат для извлечения из них металлов и элементов: черных (железо, титан, хром, марганец); легирующих (никель, кобальт, вольфрам, молибден); цветных (алюминий, медь, свинец, цинк, сурьма, ртуть); благородных (золото, серебро, платина, палладий); радиоактивных (уран, радий, торий); редких и рассеянных (висмут, цирконий, ниобий, tantal, галлий, германий, кадмий, индий); редкоземельных (лантан, церий, иттрий, прометий, самарий, лютей).

К неметаллическим полезным ископаемым относятся строительные горные породы (естественные строительные камни, пески, глины, сырье для каменного литья, стекол и керамики); индустриальное сырье (алмаз, графит, асбест, слюды, драгоценные и поделочные камни, пьезокристаллы, оптические минералы); химическое и агрономическое сырье (серна, флюорит, барит, галит, калийные соли, апатит, фосфориты).

Горючие ископаемые включают торф, бурый уголь, каменный уголь, антрацит, горючие сланцы, озокерит, нефть, горючий газ. Они используются как энергетическое и металлургическое (кокс) топливо, а также как сырье для химической промышленности.

К газоминеральному сырью относятся негорючие инертные газы: гелий, неон, аргон, криpton и др. Гидроминеральные полезные ископаемые разделяют на подземные воды: питьевые, технические, бальнеологические, или минеральные, и нефтяные, содержащие ценные элементы (бром, йод, бор, радий и др.) в количестве, достаточном для их извлечения, а также рассолы (озерные рассолы, минеральные грязи, илы). Важным гидроминеральным сырьем являются также воды морей и океанов, используемые для получения пресной воды и извлечения многих ценных элементов.

Минеральное сырье, содержащее ценные полезные компоненты (металлы, их соединения, минералы) в количестве, достаточном для промышленного извлечения при современном состоянии экономики, техники и технологии, называется рудой. В зависимости от вида извлекаемого компонента выделяются руды металлические (железные, медные, свинцово-цинковые) и неметаллические (серные, асbestовые, графитовые, апатитовые). По количеству компонентов различают руды

монометальные (мономинеральные), биметальные (биминеральные) и полиметальные (полиминеральные).

Понятие «полезное ископаемое» и «руды» являются, в известной степени, условными, отражают характерные для определенного исторического периода потребности народного хозяйства в различных видах минерального сырья, технологические возможности и экономические условия их добычи, переработки и промышленного использования.

Так, согласно В. И. Вернадскому, человек потреблял в древние века только 18 элементов; к XVIII в. уже 25 элементов, в XIX в. — 47; в начале XX в. — до 54; в середине XX в. использовалось 80 элементов таблицы Д. И. Менделеева, не считая 12 трансурановых элементов. В XX в. полезными ископаемыми стали калийные соли, урановые руды, нефелин, перлит, волластонит и многие другие. Железистые кварциты после разработки технологии их обогащения (1955 г.), апатит-магнетитовые руды, благодаря применению томасовского способа плавки стали промышленными рудами. В последние годы возросла потребность новых отраслей техники в рассеянных металлах (германий, галлий, рений, индий и др.). Разработка технологии разделения редкоземельных элементов привела к интенсивному использованию их в металлургии специальных высококачественных сталей и сплавов.

Увеличение потребности в полезных ископаемых обусловило значительный рост объемов их добычи. Все новые виды минерального сырья вовлекаются в промышленное использование в связи с запросами вновь возникающих отраслей техники, нуждающихся в новых конструкционных материалах, обладающих высокой твердостью, прочностью, жаростойкостью и другими специфическими свойствами. Некоторый дефицит отдельных металлов предопределяет необходимость их замены другими металлами или неметаллическим сырьем, добыча которого резко возросла в связи с ростом строительства, увеличением потребности в минеральных удобрениях, развитием химической промышленности. Огромные масштабы добычи полезных ископаемых вызывают необходимость наиболее полного извлечения их при добыче и переработке, уменьшения потерь и комплексного использования.

Месторождением полезного ископаемого называется природное скопление в земной коре одного или нескольких сгруппированных геологических тел, которые по условиям залегания, количеству и качеству минерального сырья при данном состоянии экономики и техники могут являться объектом промышленной разработки в настоящее время или в ближайшем будущем. К месторождениям полезных ископаемых промышленность предъявляет требования, удовлетворяющие технической возможности и экономической целесообразности их разработки. Совокупность требований называется кондиция-

ми. Они не являются постоянными и зависят от экономических условий и состояния техники и технологии добычи и переработки минерального сырья.

### Площади распространения полезных ископаемых

Площади распространения полезных ископаемых в порядке их уменьшения разделяются на провинции, области (пояса, бассейны), районы (узлы), поля, месторождения, тела.

Провинция полезных ископаемых представляет собой крупный участок земной коры, относящийся к платформе или складчатой геосинклинальной зоне, со свойственными ему и размещенными в его пределах месторождениями. По этому признаку выделяют Уральскую провинцию (герцениды Урала), Кавказскую провинцию (альпиды Кавказа), провинции Русской и Сибирской платформ и т. п. Выделяют также провинции по видам минерального сырья: металлогенические, угленосные, нефтегазоносные. Среди металлогенических отмечаются провинции докембрийских платформ, каледонских, герцинских, мезозойских и альпийских складчатых зон. Угленосные провинции разделяют по основным эпохам угленакопления на карбоновые, пермско-юрские, верхнемеловые, палеоген-неогеновые. Площади провинций весьма значительны и могут составлять от сотен тысяч до миллиона и более квадратных километров.

Область полезных ископаемых составляет часть провинции и характеризуется набором определенных по составу и происхождению месторождений полезных ископаемых. Они приурочены к одному или к группе крупных тектонических элементов, определяющих геологическое строение провинции. К таким структурам на платформах относятся щиты, антиклины, в пределах геосинклиналей — антиклиниории, синклиниории, краевые и межгорные прогибы, срединные массивы. Площади областей изменяются от десятков тысяч до первых сотен тысяч квадратных километров. В пределах областей размещение месторождений полезных ископаемых может иметь поясовой или бассейновый характер.

Пояс полезных ископаемых представляет собой область, в пределах которой месторождения приурочены к линейно-вытянутым тектоническим структурам. Выделяют пояса металлогенические, или рудные, нефтегазоносные, пояса угленакопления. Характерными примерами рудных поясов являются полиметаллический пояс Рудного Алтая, размером  $300 \times 40$  км<sup>2</sup>, Яно-Индигиро-Колымский золоторудный пояс, размером  $1000 \times 60 - 100$  км<sup>2</sup>.

Бассейн — это область почти непрерывного распространения пластовых осадочных полезных ископаемых. Известны бассейны нефти (Волго-Уральский, Западно-Сибирский, Дне-

прово-Донецкий), угля (Донецкий, Печорский, Кузнецкий, Подмосковный), минеральных солей (Соликамский, Иркутский, Артемовско-Славянский), металлических и неметаллических руд (железа — Криворожский, Керченский; марганца — Никопольский).

Район (узел) полезных ископаемых составляет часть области и характеризуется местным сосредоточением месторождений. Площади рудных районов колеблются от сотен до первых тысяч квадратных километров, площади узлов угленакопления значительно больше. В качестве примера следует назвать 29 узлов полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья.

Поле полезных ископаемых — группа месторождений, объединяемых общностью происхождения и единством геологической структуры. Площади полей составляют от нескольких до десятков квадратных километров. Примерами рудных полей можно считать Алмалыкское, Талнахское, Джезказганское и др. Поля полезных ископаемых состоят из месторождений, а последние из тел полезных ископаемых.

Телом полезного ископаемого называют ограниченное со всех сторон скопление минерального вещества, которое приурочено к отдельным структурным элементам или их комбинациям.

### Геологические факторы, определяющие условия образования и размещения месторождений

Все характеристики месторождений (форма, условия залегания, размеры, вещественный состав) определяются историей и процессами геологического развития тех участков земной коры, которые вмещают месторождения. Поэтому месторождения полезных ископаемых необходимо изучать во взаимосвязи с окружающей их геологической средой путем анализа условий, геологических факторов, благоприятствующих образованию полезных ископаемых. Ведущими факторами для формирования различных генетических групп месторождений являются факторы магматические, стратиграфические, литологические и тектонические.

**Факторы магматические.** Различные эндогенные месторождения полезных ископаемых связаны с определенными по составу комплексами изверженных горных пород.

С ультраосновными породами (дунитами, перидотитами, пироксенитами) связаны магматические месторождения металлов платиновой группы, хромитов, никель-cobальтовых руд, титаномагнетита, алмазов. Кроме того, к этим породам приурочены гидротермальные месторождения асбеста, магнезита, талька.

С основными породами (габбро, иорнитами, анортозитами) связаны магматические месторождения титаномагнетитовых и сульфидных медно-никелевых руд. К щелочным породам (нефелиновым сиенитам) приурочены магматические месторождения апатита и нефелина.

С гранитами связаны пегматитовые месторождения мусковита, драгоценных камней, редких элементов. К умеренно кислым гранитоидам тяготеют kontaktово-метасоматические (скарновые) месторождения железа, вольфрама, молибдена, а также гидротермальные месторождения золотых, медных, оловянных, полиметаллических и урановых руд.

Связь месторождений полезных ископаемых с изверженными породами бывает генетическая (прямая, явная) и парагенетическая. В первом случае магматические, пегматитовые и скарновые месторождения непосредственно связаны с конкретными массивами изверженных пород, а рудные тела залегают, как правило, в их пределах. Парагенетическая связь отмечается для многих гидротермальных месторождений. Рудные тела могут не иметь прямой связи с интрузивами, те и другие являются производными глубинных магматических очагов.

Литологические факторы обнаруживаются в связи постмагматических месторождений с горными породами, которые характеризуются специфическим составом, физико-химическими и физико-механическими свойствами. В этом случае свойства и состав горных пород выступают как факторы, способствующие развитию оруденения.

Известны гидротермальные месторождения, которые образуются при замещении рудным веществом карбонатных пород. Крупные месторождения медных, свинцово-цинковых, сурьмянико-рутутных и других руд часто приурочены к породам с повышенной пористостью и трещиноватостью, к горизонтам, сложенным хрупкими горными породами.

Факторы стратиграфические определяют приуроченность экзогенных месторождений к стратиграфически определенным частям геологического разреза. Месторождения и вмещающие их породы образуются в результате одних и тех же процессов и входят в состав определенных геологических формаций.

Осадкообразование было связано с колебательными тектоническими движениями земной коры и происходило ритмично. В период затухания горообразования при трансгрессии моря происходило формирование рудных месторождений (железа, марганца, бокситов). В силу этого такие месторождения залегают в низах трансгрессивных серий определенного возраста. В период поднятий и регрессии моря формировались месторождения каустобиолитов и минеральных солей. Поэтому они залегают в верхней части регressiveных серий осадков.

Для многих месторождений характерна связь с отложениями определенного возраста, которая хорошо выдерживается в пределах геологических структур. Такая связь наблюдается в пределах угленосных бассейнов, месторождений минеральных солей, фосфоритов, бокситов, железных руд.

Факторы тектонические. Размещение месторождений полезных ископаемых, рудных полей и поясов контролируется, как правило, крупными тектоническими элементами. К ним относятся глубинные разломы, складчатые зоны, предгорные прогибы, внутригорные котловины, платформенные антиклины и синеклизы.

Особенно большое рудоконтролирующее значение имеют глубинные разломы. Эти зоны имеют протяженность до многих сотен километров при ширине до десятков километров. К глубинным разломам тяготеют эндогенные месторождения полезных ископаемых, реже — осадочные месторождения угля и минеральных солей. С зонами региональных надвигов, сбросов, сдвигов, смятия связаны месторождения цветных и редких металлов Рудного Алтая, Забайкалья, Кавказа. Многочисленные месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых и каустобиолитов (медь, соли, уголь и др.) часто приурочены к предгорным прогибам, располагающимся на границе платформ и складчатых областей.

### Формы и условия залегания тел полезных ископаемых

Минеральные агрегаты, представляющие собой полезные ископаемые, залегают в земной коре в виде геологических тел различной формы. Форма, размеры тел полезных ископаемых, пространственная ориентировка среди вмещающих пород определяют их морфологию. Морфологические особенности месторождений полезных ископаемых зависят от условий их образования, а также от геологического строения тех участков земной коры, к которым они приурочены.

Изучение морфологии и условий залегания тел полезных ископаемых имеет большое практическое значение, особенно для составления рациональных проектов разведки и эксплуатации месторождений.

Для месторождений твердых полезных ископаемых выделяют три основных морфологических типа тел: изометричные, плитообразные (плоские) и трубообразные.

1. Изометричные тела приблизительно равновелики в трех измерениях. К ним относятся штоки, гнезда и штокверки (рис. 1).

Штоком называется крупная (от 10 м) изометричная заливка сплошного или почти сплошного минерального сырья. Если размеры таких залежей не превышают 10 м, их называют гнездами. Примерами могут служить штоки каменной со-

ли, гнезда хромитов в ультраосновных породах. Основным элементом, определяющим форму и размеры изометрических тел, является их поперечное сечение.

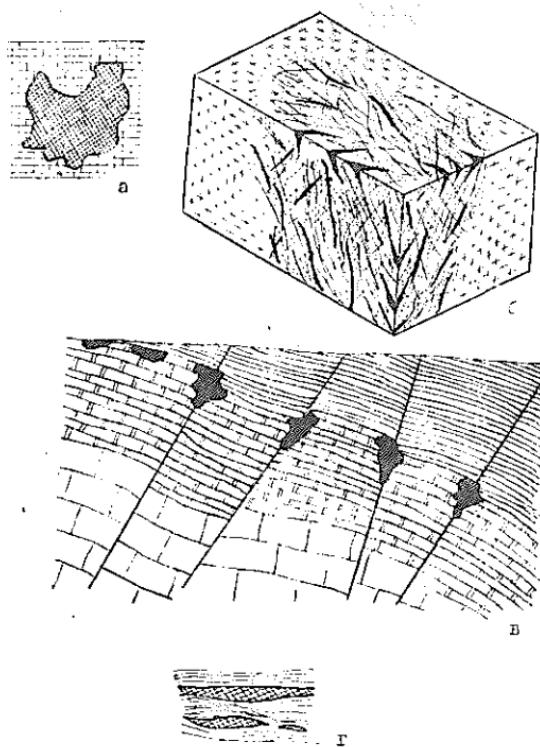


Рис. 1. Изометрические тела полезных ископаемых:  
а — шток (план); б — штокверк; в — гнезда;  
г — чечевицы (переходная форма к плитообразным  
телам)

Когда шток или гнездо сплющены в одном направлении, образуются линзы и чечевицы — тела переходные по форме от изометрических к плитообразным.

Штокверк представляет собой более или менее изометричный объем горной породы, пронизанный различно ориентированными прожилками и насыщенный вкрапленностью минерального вещества. Границы промышленной руды в пределах штокверка определяются по данным опробования. Рудой, в данном случае, является вся масса горной породы, пересеченной прожилками, если она удовлетворяет кондиционным требованиям. Примерами штокверков могут служить тела некоторых месторождений меди, олова, молибдена и других полезных ископаемых.

2. Плитаобразные (плоские) тела характеризуются двумя протяженными и одним (мощность) значительно меньшим размером. Это самый распространенный в природе морфологический тип, к которому относят пласти и жилы (рис. 2).

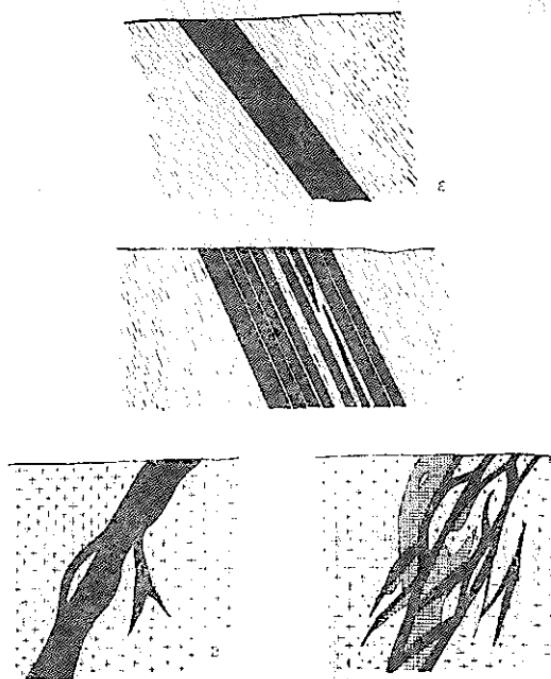


Рис. 2. Плитаобразные (плоские) тела полезных ископаемых:  
а — простой пласт; б — сложный пласт; в — простая жила; г — сложная жила

Пласт — это плитаобразное тело, обычно осадочного происхождения, отделенное от других пород более или менее параллельными плоскостями напластования (почвой и кровлей пласта). Пласти могут быть простыми, когда они однородны по составу и не содержат прослоев вмещающих пород, и сложными, состоящими из чередующихся прослоев полезного ископаемого и вмещающих пород.

Пласти могут иметь раздувы и пережимы мощности, простое (путем постепенного уменьшения мощности) или сложное (путем расщепления на ряд прослоев) выклинивания. Примерами могут служить пласти угольных, марганцевых, железорудных и других осадочных месторождений. Тела полезных ископаемых неосадочного происхождения, близкие по форме к пластам, принято называть пластообразными залежами.

Жилы представляют собой трещины в горных породах, выполненные минеральным веществом полезного ископаемого.

Их также относят к плитообразным телам, поскольку, протягиваясь по простиранию и на глубину на десятки и сотни метров, они характеризуются значительно меньшим третьим измерением — мощностью, которая обычно изменяется от сантиметров до первых метров.

Залегание жил может быть наклонным, вертикальным, реже горизонтальным. В случае наклонного залегания породы, залегающие над жилой, называют ее висячим боком, а породы, залегающие под жилой, — лежачим боком. Поверхность, по которой минеральное вещество соприкасается с вмещающей породой, называют зальбандом. При резком уменьшении мощности жилы говорят о ее выклинивании или пережиме, при увеличении мощности — о раздуве.

Жилы так же, как и пласти, делят на простые и сложные. К простым жилам относятся одиночные минерализованные трещины, к сложным — системы переплетающихся трещин, зон дробления, рассланцевания.

По деталям морфологии среди жил выделяют четковидные, камерные, седловидные, лестничные, жилы разлиствования и др. (рис. 3).

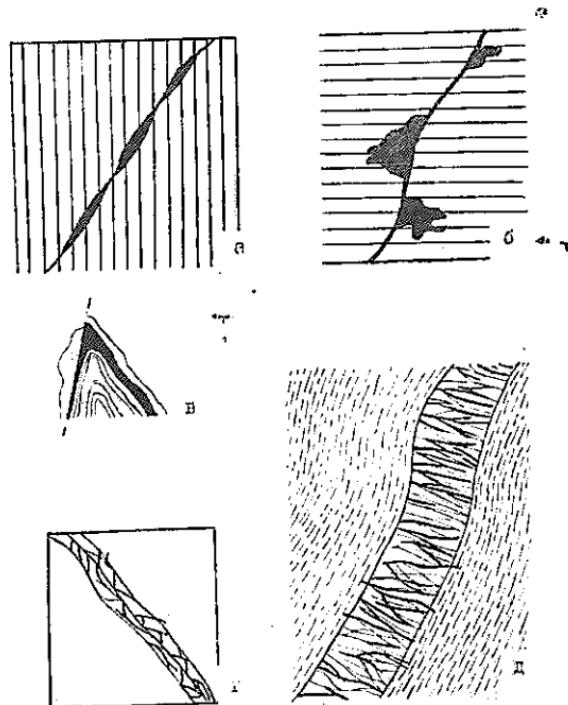


Рис. 3. Форма жильных тел полезных ископаемых:  
а — четковидная; б — камерная; в — седловидная;  
г — сетчатая; д — лестничная

Ветвящиеся (сетчатые) жилы характеризуются наличием многочисленных ответвлений (апофиз), отходящих от основной рудной жилы в сторону ее лежачего и висячего боков. Такие формы свойственны многим месторождениям слюдоносных и редкometальных пегматитов. Лестничная жила образуется системой поперечных трещин в пластах или дайках хрупких пород, залегающих среди более пластичных образований.

Жила разлинования представляет собой систему жил и прожилков, образованных вследствие выполнения минеральным веществом сложной сети тонких более или менее параллельных трещин, приуроченных к зоне рассланцевания. Камерные и четковидные жилы, как видно из рисунка, состоят из чередующихся между собой раздувов различной формы и пережимов. Седловидные жилы приурочены к замковым частям складчатых структур. Наиболее характерны тела жильной формы для месторождений цветных, редких и благородных металлов.

Основными геологическими элементами, определяющими размеры и условия залегания плитообразных тел, являются: направление простирания и длина по простираннию, направление падения, угол падения и длина по падению, а также мощность.

3. Трубообразные (столбообразные) тела полезных ископаемых имеют один большой размер, а два других в плоскости, перпендикулярной к первому измерению, значительно меньшие. Таким образом, они как бы вытянуты по одной оси. Поперечное сечение таких тел может быть изометричным, эллиптическим, линзообразным (рис. 4).

Морфология и условия залегания трубообразных тел определяются углом погружения (или ныряния), длиной по направлению погружения и поперечным сечением. Угол погружения — это угол между осью трубообразного тела и горизонтальной плоскостью, он может изменяться от 0 до 90°. Размеры поперечного сечения и длина оси труб достаточно изменчивы. В месторождениях полезных ископаемых трубообразные тела встречаются достаточно редко. Наиболее типичными представителями их являются алмазоносные кимберлитовые трубы взрыва.

По возрастному соотношению с вмещающими породами различают две группы рудных тел (и месторождений) — сингенетические и эпигенетические.

Сингенетическими являются тела, образованные более или менее одновременно с вмещающими породами. Типичными представителями их могут служить пласти и линзы осадочных месторождений. Эпигенетическими называются тела, образованные позднее вмещающих пород. К этой группе всегда относятся различного рода жилы (табл. 1).

Все описанные рудные тела могут выходить на дневную поверхность, либо залегать на той или иной глубине. В последнем случае их называют «слепыми» или скрытыми телами. В зависимости от глубины, на которой залегают тела по-

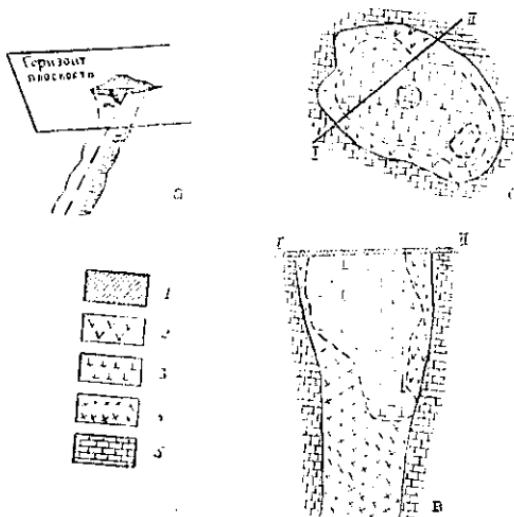


Рис. 4. Трубообразные тела:  
 а — элементы залегания ( $\alpha$  — угол погружения);  
 б, в — геологический план (б) и разрез (в) кимберлитовой трубы (по А. П. Бобриничу);  
 1 — наносы; 2 — измененный кимберлит (желтый); 3 — измененный кимберлит (зеленый); 4 — малоизмененный кимберлит; 5 — карбонатные породы

Таблица 1  
Классификация форм тел полезных ископаемых

По геометрическому признаку	По соотношению с вмещающими породами	
	сингенетические	эпигенетические
Изометричные тела	Шток, гнездо	Шток, гнездо, шток-верк
Плитаобразные тела	Пласт, линза	Жила, линза, чечевица
Трубообразные тела	Нет	Труба

лезнных ископаемых, их делят на приповерхностные (до 100 м) и глубокозалегающие.

По характеру залегания тела полезных ископаемых делят на горизонтальные (угол падения до  $10^\circ$ ) и наклонные. При угле падения более  $45^\circ$  тела называют крутопадающими.

Относительно первичного напластования или контактов вмещающих пород тела полезных ископаемых делят на согласные и секущие. Сингенетические тела всегда имеют согласное залегание.

Выклинивание тел полезных ископаемых может быть простым, когда мощность уменьшается постепенно; тулем, если мощность уменьшается резко, и сложным, когда тело полезного ископаемого разделяется при выклинивании на многочисленные тонкие пропластики или прожилки.

Контакты тел полезных ископаемых могут быть резкими (четкими) и постепенными, если сплошная масса полезного ископаемого переходит в породу через зону богатой, постепенно убывающей вкрапленности. По форме контакты могут быть ровными и извилистыми.

Тела полезных ископаемых любой формы могут быть осложнены постминерализационными тектоническими нарушениями. Они усложняют первоначальную структуру месторождения и нередко вызывают серьезные трудности при ведении горных работ. Во-первых, они приводят к изменению форм тел, ухудшают условия разработки или делают ее невозможной. Во-вторых, по зонам тектонических нарушений движутся грунтовые воды. В-третьих, в зонах нарушений полезное ископаемое смято и раздроблено, качество его ухудшено, проходка и крепление выработок затруднены.

Постминерализационные тектонические нарушения делятся на складчатые и разрывные. Складчатые нарушения наиболее характерны для осадочных месторождений металлического и неметаллического сырья и угля.

Складчатые деформации жестких непластичных полезных ископаемых (железные руды, известняки) дают выдержаные по мощности тела. При складчатых деформациях пластичных полезных ископаемых (типс, соль, уголь, графит) обычно происходит уменьшение мощности пластов на крыльях и увеличение мощности в седлах и мульдах складок.

Наиболее распространенные в месторождениях разрывными нарушениями являются нормальные сбросы, взбросы и сдвиги. Они характерны как для эндогенных, так и экзогенных месторождений. Обычно встречаются комбинации нарушений. По взаимоотношению простирания залежи и простирания сместителя различают сбросы продольные, поперечные и диагональные.

### Вещественный состав полезных ископаемых

Являясь природными минеральными образованиями, все полезные ископаемые обладают определенным вещественным (минеральным и химическим) составом, строением, или структурно-текстурными особенностями, а также некоторым комп-

лексом физических, физико-химических и технологических свойств. Все эти характеристики, в общем случае, определяют качество полезных ископаемых, которое имеет важнейшее значение для оценки месторождения с целью их промышленного использования.

Вещественный состав металлических и неметаллических руд определяется соотношением рудных, или ценных минералов, и сопутствующих им нерудных, или жильных минералов. В металлических рудах рудные минералы являются носителями ценных металлов. В неметаллических рудах ценные минералы являются носителями элементов-металлоидов, или же сами представляют практический интерес, благодаря специфическим свойствам.

Количественные соотношения между рудными и сопутствующими жильными минералами колеблются в разных месторождениях в широких пределах. Так, в золотоносных жилах кварца на долю золота приходятся тысячные доли процента. В полиметаллических рудах содержание галенита и сфалерита может достигать 30—50%. Богатые руды железа почти целиком состоят из рудных минералов.

По составу преобладающей части рудных минералов выделяются типы руд:

самородные — сложенные самородными металлами и интерметаллическими соединениями (медь, золото, платина);

сернистые и им подобные — сульфиды, арсениды и антиmonyиды тяжелых металлов (медь, цинк, свинец, никель, кобальт, молибден);

окисные — оксиды и гидрооксиды железа, марганца, хрома, олова, урана, алюминия;

карbonатные — карбонаты железа, марганца, магния, свинца, цинка, меди;

сульфатные — сульфаты бария, строцция, кальция;

фосфатные — апатитовые и фосфоритовые неметаллические руды, а также фосфаты некоторых металлов;

силикатные — сравнительно редкие руды железа, марганца, меди; широко распространенные неметаллические полезные ископаемые (слюда, асбест, тальк);

галоидные — минеральные соли и флюорит.

По вещественному составу, определяющему промышленную ценность и технологические свойства, полезные ископаемые разделяются на природные типы и промышленные сорта. По степени концентрации ценных минералов руды разделяются на богатые (массивные, сплошные), рядовые и бедные (вкрапленные). По составу преобладающих соединений выделяют руды окисные, карбонатные, кремнистые и др. По генезису руды делят на первичные (неизмененные) и вторичные. Наконец, существует группировка минерального сырья по сор-

там, основанная на различии специфических свойств и характеристик ценных минералов.

Важной характеристикой вещественного состава руд, влияющей на оценку их качества, является содержание вредных примесей. Для руд железа и марганца вредными примесями являются сера и фосфор, для бокситов — кремнезем, сера, для золотых руд — мышьяк, для фосфоритов — магний, для серных руд — общий углерод, битумы, мышьяк и селен. Вредные примеси снижают качество руд, а в ряде случаев делают крайне сложной возможность их переработки и использования.

В большинстве случаев руды, кроме главных, содержат сопутствующие ценные компоненты. Их извлечение даже при небольшом содержании повышает общую ценность руд. Часто попутные ценные компоненты по стоимости превышают главные компоненты, а их запасы в комплексных месторождениях нередко выше, чем на крупных самостоятельных месторождениях.

Для полезных ископаемых, которые используются целиком без предварительной переработки (например, строительные горные породы), выделение ценных и сопутствующих минералов не производится. Основными характеристиками их вещественного состава, определяющими качество минерального сырья, являются физико-технические свойства пород, соответствующие направлениям промышленного использования.

### Текстуры и структуры полезных ископаемых

Текстурно-структурные особенности полезных ископаемых являются составной частью оценки качества минерального сырья для технологических целей. Взаимоотношения минеральных агрегатов, форма, размеры и способы сочетания минералов в агрегатах влияют на схему переработки полезных ископаемых, определяют оптимальную крупность их дробления и измельчения, обеспечивающую наиболее полное раскрытие зерен и извлечение полезных компонентов в соответствующие концентраты.

Текстура полезных ископаемых определяется пространственным взаиморасположением минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по составу, форме, размерам и структуре. По масштабам проявления выделяют мега-, макро- и микротекстуру. Первая характеризует крупные по площади минеральные агрегаты, взаимоотношения между которыми изучаются в естественных или искусственных обнажениях. Макротекстура различается глазомерно в отдельных штуфах полезного ископаемого. Микротекстура наблюдается под микроскопом.

Структура полезных ископаемых определяется формой, размерами и способом сочетания отдельных минеральных зе-

рен или их обломков в пространственно обособленных минеральных агрегатах. Макроструктура наблюдается визуально в крупнозернистых минеральных агрегатах. Микроструктура изучается в мелкозернистых агрегатах под микроскопом.

Текстура полезных ископаемых по морфологическим признакам делится на десять типов: массивная, пятнистая, полосчатая, прожилковая, сфероидальная, почковидная, дробленая, пустотная, каркасная, рыхлая (рис. 5).

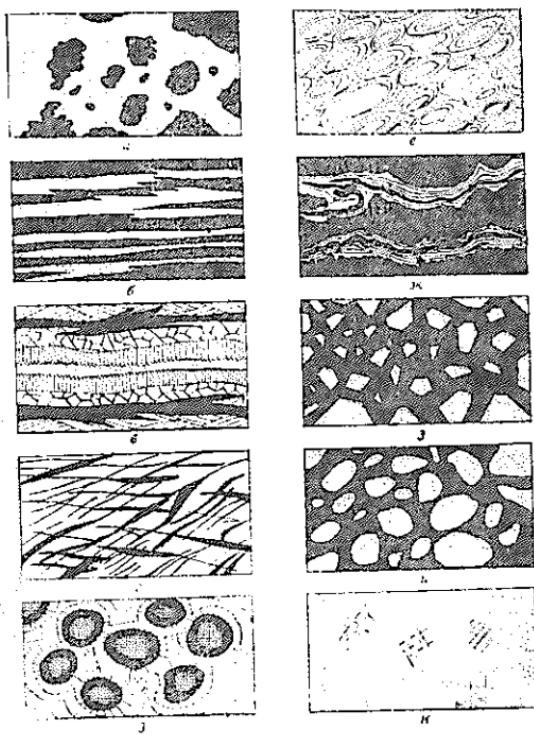


Рис. 5. Типы текстур полезных ископаемых (по В. И. Смирнову):  
а — пятнистая; б — полосчатая; в — кrustификационная; г — прожилковая; д — кокардовая; е — оолитовая; ж — почковидная; з — брекчевая; и — брекчневидная; к — каркасно-ячеистая (фрагмент)

Массивная (сплошная) текстура характеризуется равномерным выполнением пространства агрегатами мономинерального или полиминерального состава, и распространена на месторождениях всех генетических типов.

Пятнистая (такситовая, вкрапленная) текстура характеризуется неправильными выделениями рудных минералов сре-

ди нерудной минеральной массы. Она отмечается в месторождениях всех типов, кроме осадочных.

Полосчатая текстура и ее разновидности (ленточная, слоистая, линзовидная, плойчатая, гнейсовидная, гребенчатая и др.) представлена чередованием полос различного минерального состава или с различной структурой. Отдельные разновидности полосчатой текстуры характерны для определенных типов месторождений: слоистая — для осадочных; гнейсовидная, сланцеватая, плойчатая — для метаморфогенных; гребенчатая (крустификационная) и поточная (флюктуационная) — для магматогенных.

Прожилковая текстура, характерная для магматических и гидротермальных месторождений, образуется системой сетчатых, пересекающихся или почти параллельных прожилков.

Сфероидальная текстура отличается концентрическими выделениями рудообразующих минеральных агрегатов. Для различных типов месторождений характерны ее разновидности: нодулярная — для магматических; кокардовая, друзовая и секреционная — для гидротермальных; конкреционная и секреционная — для месторождений выветривания; оолитовая, бобовая, конгломератовая — для осадочных; кольцевая, друзовая и лучистая — для метаморфогенных.

Почкивидная текстура образуется при выделении минеральных масс из коллоидных растворов. Наиболее часто она наблюдается в рудах месторождений выветривания и гидротермальных.

Текстура дробления возникает в результате дробления минеральных масс ранней генерации и последующей цементации обломков минералами поздних генераций. Отдельные ее разновидности (брекчиевая, брекчиевидная, петельчатая) отмечаются в рудах месторождений метаморфогенных, магматических, гидротермальных и выветривания.

Пустотная текстура (пористая, пузырчатая, сотовая) типична для отдельных участков месторождений выветривания и отличается кавернозным строением рудной массы, обусловленным избирательным выщелачиванием минералов.

Каркасная текстура (ячеистая, ящичная) также возникает в зоне окисления рудных месторождений. Она представлена системой тонких минеральных перегородок, ячейки которых выполнены рыхлой минеральной массой.

Рыхлая текстура (обломочная, землистая, порошковая, сажистая) наблюдается на месторождениях выветривания и осадочных. Она характерна для слабо уплотненных осадков, сложенных обломками и зернами различного размера.

Структуры полезных ископаемых по морфологическим признакам разделяются на следующие типы: равномернозернистая, неравномернозернистая, пластинчатая, волокнистая, зональная, кристаллографически ориентированная, тесного сра-

стания, замещения, дробления, колломорфная, сферолитовая, обломочная (рис. 6).

Равномернозернистая структура характеризует минеральные агрегаты, сложенные зернами минералов приблизительно одного размера. Она типична для эндогенных месторождений. В рудах магматогенных месторождений наблюдаются равнот-

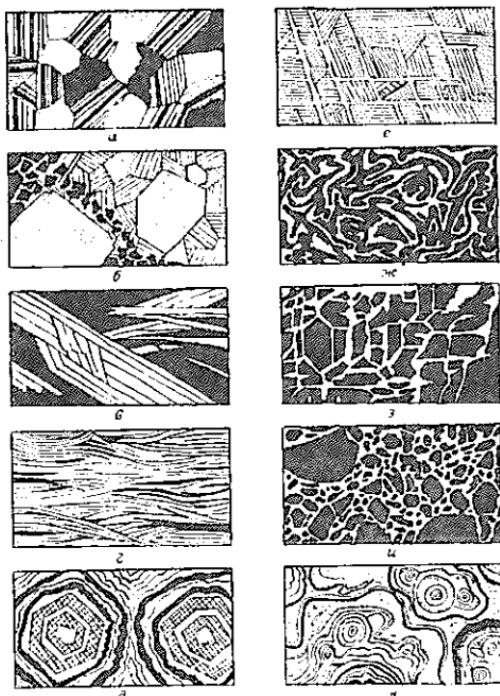


Рис. 6. Типы структур полезных ископаемых (по Б. И. Смирнову):

а — равномернозернистая; б — неравномернозернистая; в — пластиинчатая; г — волокнистая; д — зональная; е — кристаллографически ориентированная; ж — тесного срастания; з — замещения; и — дробления; к — колломорфная

мернозернистые структуры отложения (гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, сидеронитовая и др.), а в метаморфогенных рудах — структуры перекристаллизации.

Неравномернозернистая структура отмечается в мелкозернистых агрегатах, включающих выделения крупных зерен, либо в крупнозернистых агрегатах, содержащих мелкие включения какого-либо минерала. Этот тип структур характерен для магматических и гидротермальных месторождений.

Пластинчатая и волокнистая структуры, наблюдаемые в эндогенных месторождениях, характеризуются соответственно пластинчатой и нитевидной формой, слагающих полезное иско-  
паемое минеральных выделений.

Зональная структура выражается в закономерном чередо-  
вании минеральных полос и обусловлена их последователь-  
ным отложением из гидротермальных растворов.

Кристаллографически ориентированная структура (решет-  
чатая, эмульсионная) свойственна магматическим, пегматито-  
вым и реже гидротермальным месторождениям. Она характе-  
ризуется выделением одного минерала по кристаллографиче-  
ским направлениям другого.

Структура тесного срастания (сетчатая, графическая и др.)  
обусловлена глубоким проникновением одних минералов в  
другие с образованием сложных извилистых границ. Она на-  
блюдается преимущественно в магматогенных месторожде-  
ниях.

Структура замещения возникает в процессе метасоматиче-  
ского выделения одних минералов по контурам ранее образо-  
вавшихся. Ее разновидности — петельчатая, скелетная, релик-  
товая — отмечаются в рудах зоны выветривания и гидротер-  
мальных.

Структура дробления наблюдается, в основном, в метамор-  
фогенных месторождениях. Она образуется в результате отло-  
жения поздних минералов в разрушенных зонах ранее выде-  
лившихся минералов.

Колломорфная структура полезных ископаемых коры вы-  
ветривания, а также осадочного и гидротермального проис-  
хождения образуется при выделении минералов из коллоид-  
ных растворов.

Сферолитовая структура характеризуется лучистым или  
концентрически окружным строением минерального агрегата.  
Она наблюдается в рудах месторождений выветривания и гид-  
ротермальных.

Обломочная структура типична для осадочных месторож-  
дений. Она характерна для раздельнозернистых или сцемен-  
тированных минеральных масс.

### Методы изучения полезных ископаемых

Конечной целью изучения месторождений полезных иско-  
паемых является их геолого-промышленная оценка для уста-  
новления народнохозяйственного значения. Эта цель может  
быть достигнута путем выявления геологических условий за-  
легания и морфологии тел полезных ископаемых, исследова-  
ния вещественного состава и структурно-текстурных особенно-  
стей, определения генезиса месторождения. Существуют поле-  
вые и лабораторные методы изучения полезных ископаемых.

Полевые исследования проводятся для определения геолого-структурного положения всего месторождения и отдельных участков, для оценки формы, размеров, строения и состава за-лежей, их соотношения с вмещающими породами. При полевых исследованиях проводится детальное геологическое картирование. На основании геологоразведочных работ осуществляется промышленная оценка месторождения, определяются гидрогеологические и инженерно-геологические условия разработки.

Лабораторные исследования направлены на детальные ис-следования состава, строения и технологических свойств по-лезного ископаемого. Вещественный состав уточняется минералогическими и петрографическими исследованиями с ис-пользованием поляризационного микроскопа, химический со-став определяется при проведении химического и спектрально-го анализов. Специальные методы исследования (рентгено-структурный, термический, люминесцентный и др.) применя-ются для точной диагностики состава и строения минералов. Оценка технологических свойств полезных ископаемых прово-дится с помощью физико-технических и физико-химических испытаний.

### Генетическая классификация месторождений

Месторождения полезных ископаемых формируются в ходе тех же геологических процессов, которые создают горные по-роды, их комплексы, геологические структуры. В соответствии с существующей схемой классификации процессов формирова-ния и изменения земной коры целесообразно все месторожде-ния разделить на три серии: магматогенную, экзогенную и ме-таморфогенную. В свою очередь серии месторождений делят на группы, а группы — на классы (табл. 1). Классы включа-ют промышленно-генетические типы месторождений, выделяе-мые по особенностям вещественного состава в пределах от-дельных видов минерального сырья. Данное подразделение месторождений соответствует генетической классификации В. И. Смирнова.

Магматогенные месторождения образуются в результате эндогенных процессов в недрах Земли и связаны в той или иной степени с магматическими расплавами, при остывании которых формируются изверженные горные породы. Непо-средственно с магматическим расплавом связаны так называ-емые магматические месторождения. Они образуются при про-цессах его кристаллизационной дифференциации и ликвации, залегают в пределах массивов родственных им изверженных пород или вблизи от них.

Пегматитовые месторождения образуются при кристалли-зации остаточных магматических расплавов на месте или при

выжимании их в породы кровли интрузивов. В их формировании существенная роль принадлежит метасоматическому воздействию горячих минерализованных газоводных растворов магматогенного происхождения.

Карбонатитовые месторождения представляют весьма специфическую группу. Их образование связано с формированием массивов ультраосновных — щелочных пород.

Таблица 2

Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Серия	Группа	Класс
Магматогенная	Собственно магматическая	Раннемагматический Позднемагматический Ликвационный
	Пегматитовая	Простые пегматиты Перекристаллизованные Метасоматически замещенные Диссициированные
	Карбонатитовая	
	Альбитит-гнейсовая	
	Скарновая	
	Гидротермальная	Альбититовый Грейзеновый Известковые скарны Магнезиальные скарны Силикатные скарны Плутоониальный (глубинный) Вулканогенный (приповерхностный) Колчеданный
	Стратиформная	Остаточный
	Выветривания	Инфильтрационный
	Россыпная	Элювиальный Делювиальный Продлювиальный Аллювиальный Литоральный Гляциальный Механический Химический Биохимический
	Осадочная	
Метаморфогенная	Метаморфизованная	Регионально-метаморфизованный
	Метаморфическая	Контактово-метаморфизованный

Альбитит-гнейсовые месторождения образуются в результате метасоматических процессов, протекающих в верхних частях массивов кислых и щелочных пород.

Контактово-метасоматические, или скарновые месторождения возникают вследствие метасоматических процессов, раз-

вивающихся в приконтактовой области разогретых гранитоидных массивов и карбонатсодержащих осадочных или вулканогенно-осадочных пород. Гидротермальные месторождения образуются в недрах земной коры при отложении минерального вещества из горячих минерализованных газоводных растворов. В этих условиях образуются почти все виды металлических и многие виды неметаллических полезных ископаемых. Особое место в классификации занимают выделенные сравнительно недавно стратиформные месторождения. В этот термин намеренно не вложен генетический смысл. По господствующим представлениям к стратиформным отнесены месторождения сложного происхождения. В формировании оруденения важная роль принадлежит как осадкообразованию, так и последующей деятельности гидротермальных растворов.

Экзогенная серия включает группы месторождений выветривания, россыпные и осадочные. Первые формируются в коре выветривания, на месте первичного залегания пород или в более глубоких частях ниже зоны окисления. Рассыпные месторождения образуются при физическом выветривании и механическом разрушении горных пород и полезных ископаемых, последующем накоплении полезных компонентов в обломочных продуктах. Осадочные месторождения возникают в процессах механической, химической и биохимической дифференциации минерального вещества, накопления толщ осадочных пород.

Метаморфогенные месторождения формировались при глубоком преобразовании горных пород и полезных ископаемых на значительных глубинах в недрах Земли. При этих процессах, в результате изменения ранее существовавших месторождений, образуются метаморфизованные месторождения.

При глубоком преобразовании и мобилизации вещества горных пород образуются новые метаморфические месторождения.

Большинство месторождений образуется длительное время, в результате не одного, а ряда связанных геологических процессов, развивающихся одновременно или последовательно. Нередко при сложном строении месторождений трудно однозначно установить их генезис. Вот почему, для ряда месторождений в литературе приводятся, на первый взгляд, противоречивые выводы о происхождении, либо на них выявляются участки и залежи различного генезиса.

## СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Эти месторождения образуются в процессе дифференциации и кристаллизации рудоносной магмы ультраосновного или щелочного состава при высокой температуре (1500—

700° С), высоком давлении и на значительных глубинах (до 3—5 км и более). Основным источником рудообразующих элементов магматических месторождений является, видимо, вещества верхней мантии Земли. Об этом свидетельствует факт постоянной пространственной приуроченности как месторождений, так и вмещающих их пород к глубинным разломам.

В ходе становления интрузивных массивов происходит дифференциация вещества двух типов: ликвационная и кристаллизационная. В первом случае разделение магматического расплава на рудную и силикатную части осуществлялось до кристаллизации, во втором случае — в процессе кристаллизации. В обоих случаях из-за разной плотности жидких и твердых фаз расплава происходит их гравитационная дифференциация. В соответствии с основными направлениями дифференциации рудоносных магматических расплавов выделяют три класса собственно магматических месторождений: ликвационные, раннемагматические кристаллизационные и позднемагматические кристаллизационные.

Ликвационные месторождения формируются в результате ликвации, т. е. разделения магмы рудно-силикатного состава при охлаждении на две несмешивающиеся жидкости — рудную (сульфидную) и силикатную, и их последующей разделочной кристаллизации. Главными геохимическими факторами ликвации магмы являются: концентрация серы; общий состав магмы, особенно содержание в ней железа, магния и кремния; содержание меди, никеля и других халькофильных элементов в силикатной фазе. Причиной ликвации магмы может быть ассилияция ее боковых пород, нарушающая химическое равновесие.

В начале ликвации сульфидная жидкость принимает форму мелких каплевидных шариков, рассеянных в силикатной массе. Шарики сливаются в полосы, гнезда, которые, благодаря высокой плотности, погружаются в придонные части магматической камеры. Так образуются висячие, донные и пластовые залежи. Кристаллизация основной части сульфидного расплава происходит после силикатного. Поэтому нередко рудные тела имеют эпигенетический характер, образуют сектуриющие жилы и залежи сплошных руд среди материнских пород.

Раннемагматические месторождения образуются в результате первичной или одновременной с силикатами кристаллизации рудных минералов, т. е. благодаря обособлению твердой фазы в магматическом расплаве. Первичная кристаллизация характерна для некоторых рудных минералов, к числу которых относятся хромит, металлы платиновой группы, алмаз, редкометальные (циркон) и редкоземельные (моанцит) минералы. Выкристаллизовавшиеся рудные минералы, благодаря высокой плотности, опускаются в жидкое силикатное

расплаве на дно магматической камеры. Здесь они перемещаются под действием гравитации и конвекционных токов, образуя обогащенные участки (сегрегации). Эти участки по составу близки вмещающей породе, отличаются только повышенным содержанием рудных компонентов. Таким путем образуются рудные шлиры раннемагматических месторождений.

Позднемагматические месторождения формируются из остаточного рудного расплава, в котором концентрируется основная масса ценных компонентов. В месторождениях данного типа первыми кристаллизуются породообразующие силикатные минералы. Остаточный расплав под влиянием тектонических движений, внутренних напряжений и летучих компонентов в почти затвердевшей интрузии заполняет трещины, различные пустоты и промежутки между зернами силикатных минералов. Формируется сидеронитовая структура, когда рудный минерал как бы цементирует зерна силикатов.

Месторождения магматического происхождения залегают преимущественно в массивах дифференцированных изверженных пород. В геосинклинальных зонах формируются ранне- и позднемагматические месторождения хромитов и платиноидов, связанные с перidotитами, а также титаномагнетитовые позднемагматические месторождения, приуроченные к габбро-дунит-пироксенитовым породам. На платформах ликвационные магматические месторождения связаны с интрузиями основных и ультраосновных пород; алмазоносные кимберлиты принадлежат к образованиям ультраосновного типа; позднемагматические месторождения апатитовых, апатит-магнетитовых руд и редкоземельных руд ассоциируют с щелочными породами.

### Ликвационные месторождения

К ликвационным относятся только сульфидные медно-никелевые месторождения в основных и ультраосновных изверженных породах. Эти месторождения довольно редки, но имеют весьма важное промышленное значение. Они формировались только в пределах тектонически активизированных участков древних платформ, где пространственно и генетически связаны с дифференцированными интрузивными массивами габбро-долеритов, норитов, пироксенитов и перidotитов.

Рудоносные массивы имеют форму лополитов, пластовых и сложных залежей, а их размещение контролируется глубинными разломами и синклинальными структурами осадочного чехла платформ. Протяженность интрузий измеряется километрами, а мощность — десятками метров. Вмещающими интрузии породами являются осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Интрузивы, несущие оруденение, как пра-

вило, расслоены, и более кислые породы сменяются более основными сверху вниз.

Месторождения приурочены преимущественно к нижним дифференциатам интрузий. По морфологии и условиям залегания выделяют четыре типа сульфидных руд: пластовые «висячие» залежи вкрапленных руд в интрузии; пластовые и линзообразные залежи массивных и прожилково-вкрапленных руд в интрузии и в подстилающих породах; линзы и неправильные тела приконтактовых брекчневых руд; жилы, залегающие в интрузиях и вмещающих породах (рис. 7). Простран-

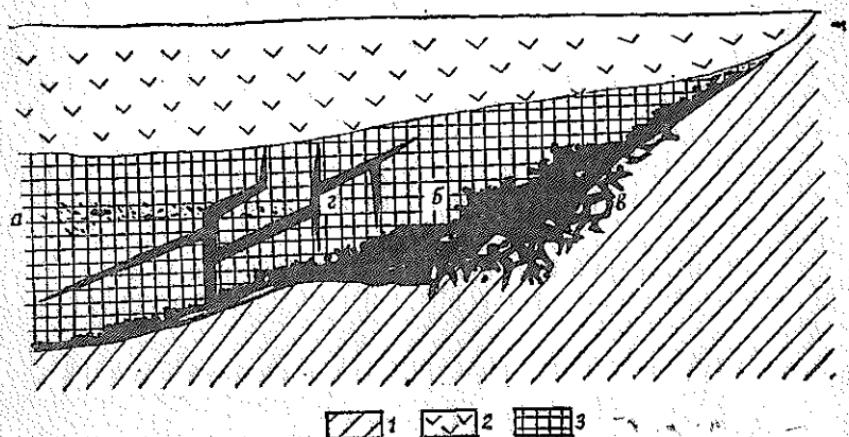


Рис. 7. Схемы размещения рудных тел сульфидных медно-никелевых месторождений (по Г. Б. Роговеру):  
а — вкрапленные руды «висячие»; б — донные залежи; в — приконтактовые брекчевые руды; г — жилы; 1 — осадочные породы; 2 — эфузивные породы; 3 — интрузивные породы

ственное размещение руд различных типов контролируется составом изверженных пород, физико-механическими свойствами вмещающей толщи, развитием тектонических трещин.

Характерной особенностью всех медно-никелевых месторождений мира является сравнительно простой и выдержаный минеральный и химический состав руд. Главными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит, реже магнетит и кубанит. Второстепенные и редкие минералы весьма разнообразны. К ним относятся минералы золота, серебра и металлов платиновой группы, минералы меди (борнит, халькозин), никеля и кобальта (миллерит, никелин), и др.

Содержание никеля во вкрапленных рудах составляет 0,3—1%, в сплошных рудах — никеля 3—4%, меди от 5 до 29%. В рудах, в тех или иных количествах, присутствуют кобальт, платина и металлы ее группы, золото, серебро, селен, теллур

и др. Руды имеют массивную, брекчевую, порфировую, прожилково-вкрапленную и вкрапленную текстуры, средне- и крупнозернистые структуры.

В СССР к рассматриваемому классу относятся месторождения Красноярского края (Норильск-I, Талнахское, Октябрьское) и Кольского полуострова (Печенгская группа); в Канаде — месторождения районов Садбери и Томпсон; в Южной Африке — месторождения Бушвельда и Инсизвы; в Австралии — район Калгурли. Небольшие месторождения этого типа имеются в Финляндии, Швеции, Норвегии, США.

### Раннемагматические месторождения

Для раннемагматических месторождений, образующихся в ранний период кристаллизации магмы, почти одновременно с вмещающими изверженными породами, характерны следующие особенности:

постепенные контакты между рудой и вмещающими породами (поэтому их оконтуривание проводится по данным опробования);

преимущественно неправильная форма рудных тел — гнезда, линзы, сложные плитообразные залежи, трубообразные тела;

преимущественно вкрапленные текстуры и кристаллически зернистые структуры руд.

К этому классу принадлежат зоны вкраплеников и шлирообразные скопления хромитов в перидотитовых и дунитовых расслоенных интрузивах (Ключевское на Урале, Бушвельд и Великая Дайка в Южной Африке). Раннемагматическими являются также титаномагнетитовые руды в габронидах и графитовые месторождения в щелочных породах (Ботогол в Восточном Саяне, месторождения Канады, Испании, Австралии).

Однако главным представителем промышленных раннемагматических месторождений являются коренные месторождения алмазов в кимберлитах. Они приурочены к активизированным зонам древних платформ Сибирской (Якутия), Африканской (ЮАР, Танзания, Конго), Индийской (Голконда), Австралийской (Новый Южный Уэльс), Северо-Американской (Канада, США).

Всего на земном шаре выявлено более 1600 кимберлитовых трубок, однако только часть их является алмазоносными. Алмазоносные кимберлиты заполняют кругопадающие цилиндрические или овальные полости, образуя трубообразные тела. Размеры трубок в поперечном сечении изменяются от нескольких метров до нескольких сот метров; на глубину они

прослеживаются до 1 км. Распределение алмазов внутри трубок достаточно равномерное, с глубиной их количество снижается вплоть до полного исчезновения. Среднее содержание алмазов в кимберлитах не превышает 0,5 карата (1 карат = 0,2 г) на 1 м<sup>3</sup> породы. Среди кимберлитовых трубок известны очень крупные, с запасами алмазов в десятки миллионов карат.

### Позднемагматические месторождения

Для всех позднемагматических месторождений характерны следующие общие черты:

преимущественно эпигенетический характер рудных тел, имеющих форму секущих жил, линз и труб;

сидеронитовые структуры, преобладание массивных руд над вкрапленными;

крупные размеры рудных тел, значительные масштабы месторождений достаточно богатых руд.

К позднемагматическим относятся следующие типы месторождений:

1) хромитовые месторождения в серпентинизированных дунитах и перидотитах — на Урале (Кемпирсайское, Алапаевское, Сарановское), в Закавказье (Шоржинское), в Швеции, в Норвегии;

2) титаномагнетитовые месторождения в массивах габбро-перидотит-дунитового состава — на Урале (Кусинское, Первоуральское, Качканарское), в Горной Шории, в Восточных Саянах, в ЮАР (Бушвельд), в Канаде (Лабрадор, Квебек), в США, в Австралии, в Индии;

3) месторождения платиноидов в дунитах, перидотитах, пироксенитах — на Урале, в ЮАР (Бушвельд);

4) апатит-магнетитовые месторождения в щелочных породах — на Урале (Лебяжинское), в Закавказье (Абовян), в Швеции (Кирунавара), в США (Адиронак), в Мексике, в Чили;

5) апатит-нефелиновые месторождения, связанные с массивами щелочных пород, — на Кольском полуострове (Хибины), в Восточной Сибири (Горячегорское, Кия-Шалтырское);

6) редкоземельные месторождения в щелочных породах.

Промышленное значение особенно велико для хромита, титано-магнетита и апатита, почти вся мировая добыча которых обеспечивается за счет месторождений перечисленных типов позднемагматического генезиса. Детальное рассмотрение общих черт и особенностей геологического строения месторождений этих типов дается при характеристике промышленных месторождений железа и фосфатного сырья.

## ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Пегматитами называются своеобразные по минеральному составу, морфологии, структуре и генезису позднемагматические геологические тела, формирующиеся на завершающих стадиях затвердевания глубинных массивов. Они занимают промежуточное положение между интрузивными породами и постмагматическими рудными жилами.

Пегматиты связаны с материнскими интрузивами пространственно, так как располагаются внутри их или в непосредственной близости. Они характеризуются тождественностью состава, но отличаются от них меньшими размерами, жило- и гнездообразной формой, зональным внутренним строением, неравномерной крупно- и гигантозернистой структурой, сложным минеральным составом, большим количеством минералов, содержащих летучие компоненты — минерализаторы, редкие и редкоземельные элементы, наличием признаков замещения ранее минеральных ассоциаций более поздними.

Пегматиты свойственны глубинным изверженным породам любого состава. Однако среди них преобладают и имеют ведущее значение гранитные пегматиты, реже встречаются основные и ультраосновные пегматиты.

Гранитные пегматиты по А. Е. Ферсману делятся на пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. Первые залегают в гранитах или аналогичных породах, и при формировании не изменили состава. Пегматиты линии скрещения при образовании изменили первоначальный состав, так как формировались среди пород существенно других типов. В этих условиях возникли гибридные пегматиты, которые ассиимилировали вещество боковых пород и десилицированные пегматиты, частично отдавшие кремнезем во вмещающие породы.

Преобладающей формой пегматитовых тел являются простые плитообразные и сложные жилы; реже встречаются линзы, гнезда и трубы. Размеры тел весьма разнообразны: мощность колеблется от 10—25 до 50—200 м; длина по падению — десятки-сотни метров; длина по простиранию — сотни метров-километры.

В минеральном составе пегматитов преобладают силикаты и окислы. Гранитные пегматиты чистой линии сложены полевыми шпатами, кварцем, слюдами. Гибридные пегматиты изменяют состав в зависимости от состава ассиимилируемых пород и содержат такие минералы, как дистен, силлиманит, роговую обманку, пироксен, сфеен. Десилицированные пегматиты сложены плагиоклазом и корундом.

Несмотря на высокую промышленную ценность пегматитов, до сих пор остаются нерешенными многие генетические вопросы. Это объясняется многочисленностью их типов, слож-

ностью расшифровки закономерностей их строения и состава, что свидетельствует о формировании пегматитов в широком диапазоне физико-химических условий.

Расхождение существующих гипотез происходит по следующим пунктам: роль пегматитообразующего магматического расплава, роль метасоматоза, источник преобразующих растворов, степень замкнутости системы, степень растворимости летучих соединений (воды и др.) в магматическом расплаве. По этим признакам известные гипотезы можно объединить приблизительно в три группы: гипотеза остаточного расплава, гипотеза метасоматического раствора, гипотеза остаточного расплава и метасоматического раствора.

Согласно гипотезе А. Е. Ферсмана, развитой затем К. А. Власовым, А. И. Гинзбургом и др., пегматиты являются продуктом затвердевания обособленной от магматического очага остаточной магмы, обогащенной летучими компонентами  $H_2O$ ,  $F$ ,  $Cl$ ,  $B$ ,  $CO_2$  и др. Вначале кристаллизуются типичные магматические минералы, которые затем подвергаются воздействию летучих минерализаторов, образующих пневматолито-гидротермальные растворы. Первичные минералы частично замещаются, образуются новые минералы.

Процесс минералообразования идет в интервале температур от 800—700° С до 500—400° С. При этом в каждую фазу пегматитообразования выделяются характерные минералы и происходят соответствующие изменения в строении пегматитовых тел.

Вторая гипотеза отрицает роль остаточного магматического расплава и ведущую роль отдает метасоматическим растворам. При их взаимодействии с вмещающими породами происходит перекристаллизация первичных минералов. На следующем этапе создаются метасоматические новообразования. Эту гипотезу развивали А. Н. Заварицкий, В. Д. Никитин и др.

Наконец, следующая гипотеза имеет компромиссный характер (авторы Р. Джонс, Е. Камерон, Ф. Хесс и др.). Она предполагает формирование пегматитов в два этапа — магматический и метасоматический. На первом этапе из расплава образуются зональные пегматиты. На втором этапе под воздействием газоводных минерализованных глубинных растворов происходит метасоматическая переработка ранее отложенных минералов с выносом отдельных компонентов. Так формируются метасоматические части пегматитов, содержащие кварц, альбит, мусковит, минералы редких металлов.

Пегматитовые месторождения разделяют по генезису на следующие классы: простые, перекристаллизованные, метасоматически замещенные, десилицированные.

## Простые пегматиты

По химическому и минеральному составу простые пегматиты соответствуют исходным породам. Так, простые гранитные пегматиты состоят из калиевых полевых шпатов, кварца, пла-гиоклаза с примесью мусковита, турмалина и граната. Они характеризуются письменной (графической) или гранитной структурой, не обнаруживают признаков перекристаллизации и метасоматоза. Промышленное значение они имеют для получения комплексного керамического сырья, используемого в фарфоровой и фаянсовой промышленности.

## Перекристаллизованные пегматиты

Для пегматитов этого класса характерна разнозернистая крупно- и гигантокристаллическая структура, образованная в результате перекристаллизации исходного вещества под воздействием газоводных растворов. В процессе перекристаллизации образуются крупные выделения кварца, калиевого полевого шпата и мусковита (рис. 8). Зональность может отсутствовать.

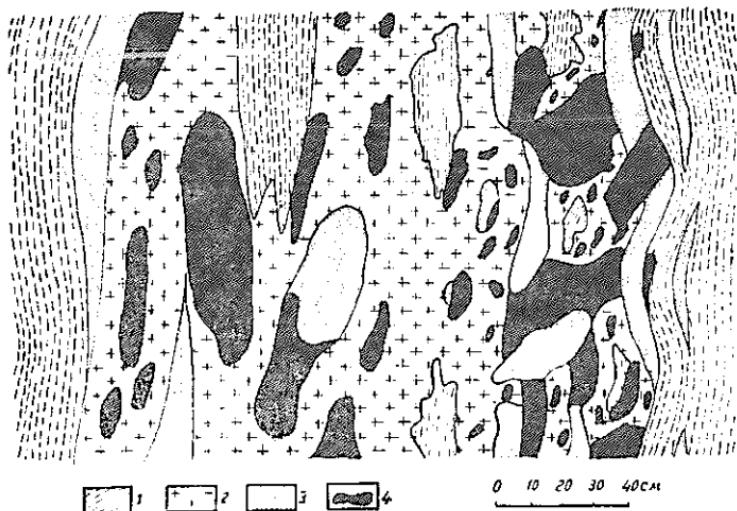


Рис. 8. Строение жилы перекристаллизованного пегматита Слюдянское месторождение (по В. И. Смирнову):  
1 — гнейсы; 2 — мелко- и среднезернистые пегматиты; 3 — кварц; 4 — мусковит

Перекристаллизованные пегматиты являются основным промышленным источником полевого шпата, кварца, комплексного кварц-полевошпатового сырья и единственным источником мусковита. В СССР месторождения мусковита сосредо-

точены в Мамском районе Восточной Сибири, в Карелии (Чулино-Лоухская группа), на Кольском полуострове (Енское и Стрельнинское месторождения). За рубежом основная добыча мусковита приходится на месторождения перекристаллизованных пегматитов Индии и Бразилии.

### Метасоматически замещенные пегматиты

Пегматиты этого класса не только перекристаллизованы, но и метасоматически преобразованы под воздействием горячих газоводных минерализованных растворов. Для них характерно зональное строение, наличие крупных (до 200 м<sup>3</sup>) открытых полостей с друзьями кристаллов ценных минералов.

С метасоматически замещенными пегматитами связаны промышленные месторождения горного хрустала, оптического флюорита, драгоценных камней (топаза, аквамарина, турмалина, граната, аметиста) в СССР, Бразилии, Индии, Южной Африке, Австралии. Пегматиты этого класса включают также сравнительно небольшие, но довольно богатые месторождения лития, берилля, олова, ниобия, tantalа, циркония, урана, тория. Кроме того, они служат коренным источником крупных россыпей кассiterита, вольфрамита, циркона, драгоценных камней, которые распространены в Южном Китае, Бирме, Индии, Бразилии.

### Десилицированные пегматиты

Пегматиты этого класса залегают в карбонатных осадочных и ультраосновных изверженных породах. Они состоят в основном из плагиоклаза, а при крайней степени десилификации содержат в том или ином количестве свободный глинозем в виде корунда и его драгоценных разновидностей — сапфира и рубина. Содержание корунда колеблется в широких пределах — от 1 до 90%. Плагиоклазовые пегматиты, содержащие более 40% корунда, являются его промышленными месторождениями. Корундовые пегматитовые месторождения известны на Урале (Карабаш, Борзовка), в США (Пенсильвания, Северная Каролина), Индии, Австралии.

## КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Карбонатитами называются эндогенные скопления карбонатов (кальцита, доломита, анкерита, сидерита), которые пространственно и генетически связаны со сложными интрузиями ультраосновных — щелочных пород. Карбонатитовые месторождения сравнительно редки и содержат весьма специфический комплекс полезных компонентов, интерес к которым проявился относительно недавно. К настоящему времени выявлено около 200 массивов карбонатитоносных ультраоснов-

ных — щелочных пород. Из них только 20 являются объектами разработки. На территории СССР подобные массивы выявлены в Карелии, на Кольском полуострове, в Восточной Сибири, Приморье. За рубежом они известны в США, Канаде, Бразилии, ФРГ, Швеции, Норвегии, Финляндии, Гренландии, Австралии, Индии, Афганистане, в ряде районов Африки.

Интузивы имеют концентрически-зональное строение и образуют штоки, лополиты, системы кольцевых и полукольцевых даек, трещинные линейно-вытянутые массивы, тела сложной формы. В типичных случаях центральные части массивов сложены щелочными породами, которые окаймлены зоной ультраосновных пород, далее следует зона гнейсов, затем — зона метасоматически измененных пород (фенитов).

Залежи карбонатитов образуют штоки, конические дайки, падающие к центру массива, кольцевые дайки, падающие от центра массива; радиальные дайки (рис. 9). Размеры рудных

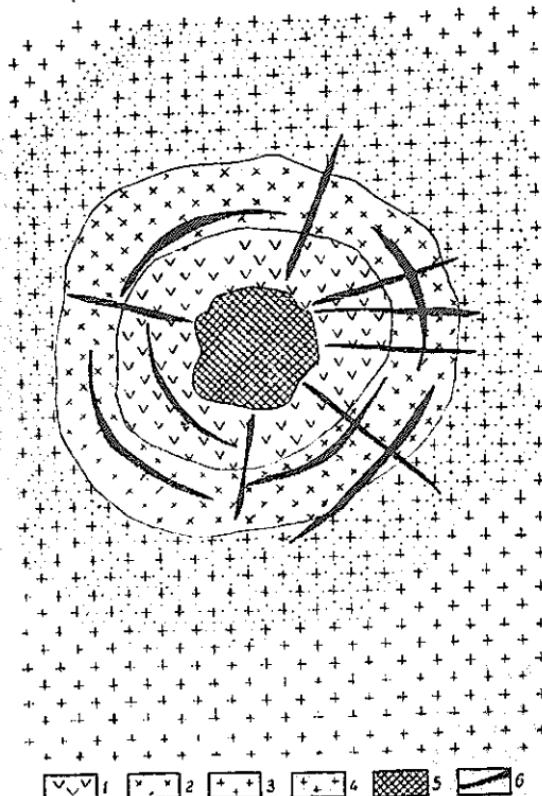


Рис. 9. Строение карбонатитового месторождения:  
1 — щелочные породы; 2 — ультраосновные породы;  
3 — гнейсы; 4 — метасоматические изменения сланцы;  
5 — шток карбонатитов; 6 — жилы карбонатитов

тел различные: штоки имеют поперечное сечение от нескольких сот метров до 10 м, дайки имеют длину по простиранию — от нескольких сот метров до 1—2 км.

Карбонатиты на 80—90% состоят из карбонатных минералов. В них присутствуют апатит, флогопит, титаномагнетит, магнетит и редкие минералы: бадделеит  $ZrO_2$ , пирохлор (сложный оксид редких и редкоземельных элементов), перовскит (титанат редких земель), монацит (фосфат редких земель), а также карбонаты редких земель (паразит, бастнезит).

Для карбонатитов характерны стадийность минералообразования. Текстура карбонатитов массивная, полосчатая, узловатая, плойчатая. Структура зернистая.

Карбонатиты имеют весьма важное промышленное значение. С ними связаны основные ресурсы tantalа, ниobia, редких земель, существенные запасы титана, железных руд, флюорита, флогопита, апатита и др. Главными типами промышленных месторождений являются следующие:

апатит-магнетитовые карбонатиты на Кольском полуострове (Ковдор), в Африке, Канаде, Бразилии; запасы железной руды достигают сотен миллионов тонн при содержании железа от 20 до 70%; запасы апатита имеют те же масштабы, при содержании пятиокиси фосфора 10—15%;

флогопитовые карбонатиты, образованные на контакте железо-магнезиальных пород с щелочными представлены крупными зонами слюд, флогопитовыми жилами и прожилками, неравномерной вкрапленностью; качество слюды невысокое, содержание от десятков и сотен килограмм в кубическом метре до сплошных слюдяных масс (Ковдор);

редкометальные ниобий-танталовые карбонатиты с цирконием, ураном и торием (Канада, Бразилия, Африка);

редкоземельные карбонатиты (Кения, Замбия, ЮАР, Бразилия, США, ФРГ).

## АЛЬБИТИТ-ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Альбититовые и грейзеновые месторождения характеризуются общностью происхождения, локализации и источника рудообразующих веществ. Они связаны с апикальными (верхушечными) частями массивов кислых и щелочных изверженных горных пород и формируются в процессах постмагматического щелочного метасоматоза. Вследствие натриевого метасоматоза в пределах массивов образуются альбититы, а накопление избыточного калия приводит к возникновению грейзенов, как в кровле интрузивов, так и во вмещающих породах.

Типоморфными элементами альбититов являются цирконий, ниобий и торий, а грейзенов — бериллий, литий, олово и вольфрам. При этом накопление перечисленных и других элементов в альбитит-грейзеновых образованиях в результате ме-

тасоматоза приводит к почти полному их выносу из материальных гранитов.

Рудные тела альбититовых месторождений представлены преимущественно штокверками и минерализованными зонами дробления и обладают сложным вещественным составом. Площадь развития оруденения достигает нескольких квадратных километров при распространении на глубину на первые сотни метров, реже до 600 м. Для грейзеновых месторождений характерными формами рудных тел являются жилы, штокверки, минерализованные зоны. Мощность жил от нескольких сантиметров до нескольких метров, протяженность по простиранию достигает 1—2 км, по падению — от 70—80 до 600 м. Часто встречаются жильно-штокверковые сложные образования.

Альбитит представляет собой лейкократовую породу, в которой на фоне мелкозернистой основной альбититовой массы отмечаются порфировые выделения кварца, микроклина, слюд, щелочного амфибола или пироксена. Основные типы альбититовых месторождений: редкометальные (тантало-ниобиевые с цирконием и редкими землями) и ториеносные (с цирконием, ниобием, редкими землями).

Грейзен в типичном случае состоит из агрегатов слюды (мусковита, биотита, лепидолита) и кварца, содержит также турмалин, топаз, флюорит и рудные минералы. Основные типы месторождений: кварц-молибденитовые, кварц-вольфрамитовые, кварц-кассiterитовые и комплексные вольфрам-молибден-оловоносные.

Главными районами распространения альбититовых и грейзеновых месторождений в СССР являются Казахстан, Забайкалье, Дальний Восток, Восточная Сибирь. За рубежом крупные месторождения известны в Малайзии, Индонезии, КНР, Бирме, Австралии, Центральной и Юго-Западной Африке, во Франции, Испании, Португалии, Чехословакии, ГДР, Великобритании.

## СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### Условия образования

Скарнами называют породы карбонатно-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем в приконтактовой зоне интрузивов среди карбонатных и, реже, силикатных пород. Скарны, содержащие ценное минеральное сырье, по количеству и качеству отвечающее требованиям промышленности, — называются скарновыми или контактово-метасоматическими месторождениями полезных ископаемых.

Скарны, располагающиеся в пределах измененной части интрузивов, называются эндоскарнами. Скарны, размещенные

во вмещающих породах, называются экзоскарнами. Большая часть скарнов относится к экзоскарновым образованиям, размещенным непосредственно вдоль контакта интрузивов. Некоторые скарновые залежи по плоскостям напластования вмещающих пород удаляются от интрузивов на десятки-сотни метров и даже до 1—2 км. Схематический разрез скарнового месторождения приведен на рис. 10.

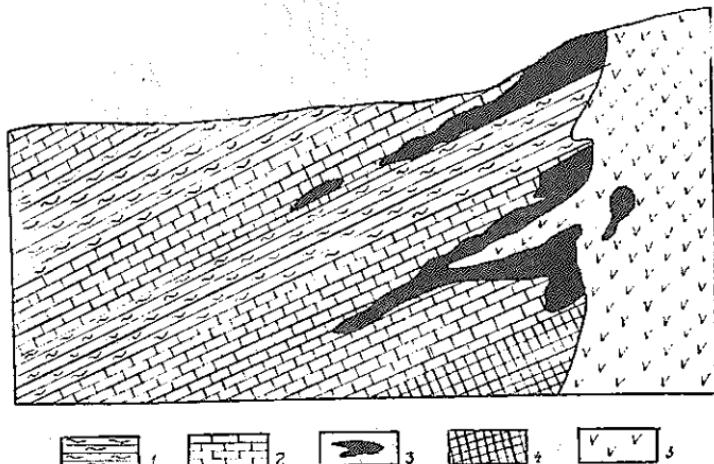


Рис. 10. Схематический разрез скарнового месторождения:  
1 — глинистые сланцы; 2 — известняк; 3 — скарны; 4 — кварцит;  
5 — гранодиорит

Скарновые месторождения формируются в результате комбинированного действия тепла интрузий и горячих минерализованных газоводных растворов. При термальном метаморфизме происходит только перекристаллизация пород в зонах ореолов теплового воздействия интрузий. В результате вокруг интрузивов возникают различные контактовые роговики за счет сланцев, кварциты — по песчаникам, мраморы — по известнякам. Возникают некоторые новые минеральные образования, но месторождения полезных ископаемых обычно не образуются.

При явлениях контактового метасоматоза, из еще не остывших полностью интрузивных массивов в боковые породы выносятся в газообразном и жидким состоянии вода, различные летучие компоненты, кремнезем, глинозем и некоторые тяжелые металлы. Между этими веществами и минералами вмещающих пород происходят обменные реакции, ведущие к метасоматическому замещению минералов горных пород новыми минералами, преимущественно кальциевыми и железомагниевыми силикатами. Таким путем формируются скарны.

На интенсивность и направленность процессов контактового метасоматоза влияют многие факторы: состав и размеры

интрузива; его форма, глубина залегания и характер контактов; состав и свойства выделяемых магмой газоводных растворов; состав и тектоническая нарушенность вмещающих горных пород.

Наиболее интенсивно скарнообразование идет на контактах с интрузиями среднего состава (гранодиориты, кварцевые диориты, монцониты) умеренных глубин. Благоприятными факторами для формирования скарновых месторождений являются: пологие контакты интрузий, карбонатный состав вмещающих пород (известняки, доломиты и мергели), тектоническая нарушенность эндо- и экзоконтактовых зон интрузивов.

Скарнообразование, как процесс метасоматический, приводит к формированию рудных тел самой различной и сложной формы, с многочисленными раздувами и пережимами, с характерными для метасоматических тел извилистыми границами. По морфологии выделяются скарновые залежи следующих типов: пластовые и пластообразные, линзовидные, штоки, трубы, жилы и жилообразные тела, гнезда, сложные ветвящиеся тела (рис. 11).

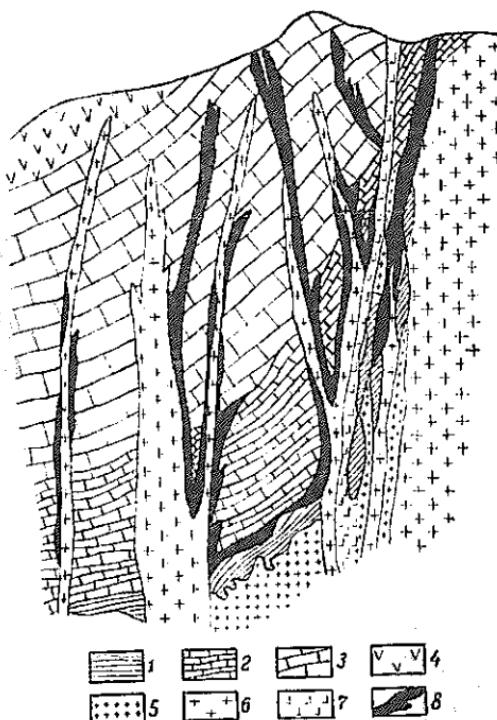


Рис. 11. Схематический разрез скарнового месторождения Алтын-Топкай (по А. А. Амирасланову):

- 1 — эффузивно-осадочные породы; 2 — доломиты;  
3 — известняки; 4 — туфы; 5 — гранодиориты;  
6 — гранодиорит-порфиры; 7 — гранит-порфиры;  
8 — рудные тела

Гнездообразные скопления скарнов редко превышают в поперечнике несколько метров, трубообразные и жильные тела вытянуты нередко до 1—1,5 км. Пластообразные залежи при мощности до 150—200 м имеют протяженность до 2—2,5 км.

По составу вмещающих интрузии горных пород скарны разделяются на известковые, магнезиальные и силикатные. Каждый из перечисленных классов скарновых месторождений отличается особенностями морфологии, условиями залегания, вещественным составом и комплексом связанных с ними полезных ископаемых.

### Известковые скарны

Скарновые месторождения этого класса образуются при замещении известняков. Главными минералами их являются гранат (гроссуляр-андрадитового ряда) и пироксен (диопсид-геденбергитового ряда). Существенное значение в составе известковых скарнов могут иметь везувиан, волластонит, амфиболы, эпидот, магнетит, кварц, карбонаты. В скарновых залежах нередко выявляется зональное строение, выражющееся в закономерной смене высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными, по мере удаления от материнской интрузии.

Текстуры известковоскарновых руд довольно разнообразны. Для них типичны друзовые текстуры, в которых встречаются хорошо образованные кристаллы. Наблюдаются полосчатые текстуры, возникшие при метасоматическом замещении слоистых или рассланцованных вмещающих горных пород. Широко распространены также массивные и вкрапленные текстуры руд.

С известковыми скарнами связаны промышленные месторождения всех металлов, кроме хрома, сурьмы и ртути, а также многих неметаллических полезных ископаемых. Ведущее значение имеют рассматриваемые ниже типы месторождений.

Железорудные и кобальтсодержащие железорудные месторождения связаны с умеренноокислыми гранитоидами небольших глубин и сиенитами. Рудные тела залегают в карбонатных, реже — в силикатных породах (среди эфузивов, интрузивов, туфов и сланцев). Форма тел — пластовая, штоковая и неправильная ветвистая. Размеры залежей по протяженности — до нескольких километров, при мощности в несколько сот метров. Главными минералами являются магнетит, гематит, пирит, кобальтий, пирротин. Среди нерудных — пироксен, гранат. Подобные месторождения находятся на Урале (Высокогорское и Гороблагодатское), в Казахстане (Соколовское, Сарбайское), в Закавказье (Дашкесан), в Западной Сибири (Таштагол, Абакан, Шерегеш). За рубежом крупные

месторождения имеются в США, Италии, Болгарии, Румынии, КНР, Японии.

Молибден-вольфрамовые месторождения приурочены к зонам брекчирования и структурам контактов гранитов, плагиогранитов, кварцевых диоритов с известняками, мраморами, сланцами. Форма рудных тел сложная, обычно штокверковая, реже жилообразная. Главными минералами рудоносных скарнов являются молибденит, шеелит, сульфиды железа и меди, пироксены и гранаты. К этому типу принадлежат месторождения на Северном Кавказе (Тырныауз), в Средней Азии (Ляшгар, Чорух-Дайрон), в Марокко (Азегур), в США (Бишоп), в КНР.

Меднорудные месторождения расположены в приконтактовой зоне гранодиоритов и эфузивов среди известняков. Руды слагаются в гнездообразные и трубообразные залежи, жилообразные тела. Текстуры вкрапленные и массивные. Главными минералами являются халькопирит, пирит, пирротин, магнетит, сфалерит. Месторождения этого типа находятся на Урале (Туринские рудники), в Казахстане (Чатыркуль, Базылшак); за рубежом в США (Клифтон, Мерисвилл), Мексике, Канаде, Румынии (Банат), Швеции.

Свинцово-цинковые месторождения приурочены к контактам гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров с известняками. Рудные тела имеют сложную форму и крупные размеры, их размещение на месторождениях контролируется системами тектонических нарушений, зонами брекчирования и структурами контактов. Руды сложены галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, пирротином, гранатами и пироксеном. Крупные месторождения расположены в Приморье (Верхнее, Дальнегорское, Николаевское), Средней Азии (Алтын-Топкан, Кансай), Югославии (Трепча), США (Франклайн, Лоуренс), Мексике, Турции, Афганистане.

### Магнезиальные скарны

Скарны магнезиального типа формируются при замещении доломитов и доломитизированных известняков. Они встречаются реже известковых скарнов. Типоморфными минералами магнезиальных скарнов являются диопсид, форстерит (магниевый оливин), шпинель, флогопит, серпентин, магнетит, людвигит (железо-магниевый борат), доломит, кальцит. Рудные залежи имеют форму линз, пластообразных и сложных залежей. Характерно их зональное строение. Практическое значение этих скарнов определяется наличием в них месторождений борно-железных и борных руд, а также флогопита и хризотил-асбеста.

Борно-железорудные месторождения образуются на контакте гранодиоритов, гранитов, кварцевых порфиров, сиенитов

с доломитами, известковистыми доломитами, реже с магнезитами. Линзовидные, пластообразные и более сложной формы залежи имеют зональное строение. Руды сложены людвигитом, магнетитом, шпинелью, форстеритом и сульфидами. Месторождения этого типа известны в Восточной Сибири, а за рубежом — в Болгарии, Чехословакии, Румынии, США, Перу.

Флогопитовые месторождения в магнезиальных скарнах образуются в контактовых зонах гранитоидных интрузий среди метаморфизованных известняков, доломитов, пироксеновых и амфиболовых пород. Минеральный состав: флогопит, апатит, диопсид, кальцит, скаполит. Морфология рудных тел: крупные зоны с вкрапленностью и гнездами; одиночные крупные жилы и системы лестничных жил, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости. Месторождения данного типа известны в Сибири (Прибайкалье, Алдан), Канаде, Шри-Ланке, Индии, Мадагаскаре.

Хризотил-асbestовые месторождения формируются в контактовых ореолах гранитоидных интрузий среди доломитов. Рудные тела представлены сериями параллельных жил разной мощности, приуроченных к серпентинитовым полосам, размещение которых контролируется тектоническими нарушениями. Минеральный состав: хризотил-асbest (высококачественный безжелезистый), серпентин, карбонаты, магнетит, диопсид, оливин, гранат. Эти месторождения известны в Красноярском крае (Аспагаш, Бистаг), Киргизии (Укок), а за рубежом в США (Аризона), Канаде, КНР, Южной Африке.

### Силикатные скарны

Силикатно-скарновые месторождения формируются по породам силикатного состава и распространены достаточно широко. Их состав близок составу известковых скарнов, но отличается наличием скаполита в качестве главного нерудного минерала. Для них характерен и одинаковый комплекс полезных ископаемых. Отличительной чертой является появление промышленных скоплений минералов глиноzemата. Поэтому в ряде случаев силикатные скарны несут месторождения андалузита, силиманиита, дистена, корунда (в том числе рубина и сапфира) и лазурита. Немногочисленные месторождения этого типа известны в Казахстане, на Северном Кавказе и в Закавказье, а за рубежом в Афганистане, США.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### Условия образования

Гидротермальные месторождения образуются главным образом за счет горячих минерализованных газово-жидких растворов, циркулирующих в верхней части земной коры и являю-

ящихся производными остивающих магматических тел. Растворы, в которых переносятся минеральные вещества и из которых образуются полезные ископаемые, являются большей частью водными. По физико-химическому состоянию они могут относиться к взвесям, коллоидным и молекулярным (истинным) растворам.

Взвеси, или суспензии, — это растворы с размером частиц дисперсной фазы более 0,1 мк. В гидротермальном рудообразовании они значимой роли не играют. Коллоидные растворы (размер частиц дисперсной фазы от 0,1 до 1 ммк) играют большую роль в гидротермальном процессе. При коагуляции образуются гели, которые в дальнейшем превращаются в метаколлоидные минеральные массы. Истинные, или молекулярные, растворы (размер ионов и молекул от 1 до 0,1 ммк) являются основными источниками гидротермального рудообразования.

Предполагают следующие источники воды гидротермальных растворов: вода магматическая, вода метаморфическая, захороненная вода древних осадков, атмосферная вода глубокой циркуляции. Магматическая, или ювенильная, вода отделяется от магматических расплавов в процессе их застывания и формирования изверженных горных пород. По данным эксперимента и изучения излившихся лав, содержание воды в магме составляет от 1 до 7%, что может объяснить масштабы развития гидротермальных месторождений.

Метаморфическая вода выделяется при метаморфизме горных пород под воздействием высокой температуры и давления. В неизмененных породах содержится вода поровая, пленочная, капиллярная, интерминеральная и конституционная в количестве до 30% от массы породы. При метаморфизме, следовательно, может возникнуть огромное количество воды, способное образовать гидротермальные растворы. Захороненная вода первично морского происхождения находится в поровом пространстве древних осадков в количестве до 10—30% от массы пород. Под воздействием различных геологических процессов эта вода может высвобождаться, образуя гидротермальные потоки вдоль водопроницаемых структур. Атмосферная, или метеорная, вода при благоприятных гидрогеологических условиях может проникать в глубинные части земной коры. В результате нагрева и поглощения минеральных веществ эта вода приобретает свойства гидротермальных растворов.

Источники минеральных веществ гидротермальных растворов могут быть ювенильными магматическими, ассимиляционными магматическими и фильтрационными внemагматическими. Ювенильные магматические источники рудообразующих веществ являются производными первичной подкоровой базальтоидной магмы. Они обеспечивают концентрации железа,

ванадия, никеля, меди и др. Ассимиляционные магматические источники рудообразования связаны с гранитоидной магмой, возникшей при переплавлении нижней части осадочной оболочки земной коры. Типичные элементы: олово, вольфрам, бериллий, литий, ниобий, tantal. Фильтрационные внemагматические источники обусловлены заимствованием минеральных веществ из боковых пород при циркуляции гидротермальных растворов. При фильтрации происходит заимствование таких петрогенных элементов, как кремний, кальций, магний, калий, хлор, и таких металлогенных элементов, как свинец, цинк, золото, уран, никель, кобальт, олово, бериллий, вольфрам.

Минеральные вещества переносятся в гидротермах в форме истинных растворов минералов, коллоидных растворов минералов, легкорастворимых соединений простых ионных растворов, легкорастворимых соединений комплексных ионно-молекулярных растворов. Последняя из перечисленных гипотез переноса считается наиболее универсальной. Это объясняется высокой растворимостью металлов в комплексных ионных растворах, с одной стороны, и относительно легким распадом комплексных ионов на простые ионы при изменении физико-химических условий с образованием труднорастворимых соединений, выпадающих в осадок.

Перемещение вещества гидротермальных растворов может осуществляться диффузией в застывшем растворе и инфильтрацией в движущемся растворе. Диффузионный перенос веществ зависит от градиента их концентрации на путях гидротермальной миграции. Инфильтрационный перенос происходит благодаря давлению парообразной фазы, выделившейся из магмы, давлению столба вышележащих пород или под влиянием односторонних тектонических движений.

Причинами отложения минеральных масс гидротермальными растворами могут быть следующие: обменные реакции веществ в растворе и при смешении растворов, обменные реакции между растворами и боковыми породами, изменение pH (кислотности — щелочности) среды, коагуляции коллоидов, фильтрационный эффект, сорбция, воздействие естественных электрических полей, изменение температуры гидротермальных растворов и давления системы.

Формирование скоплений полезных ископаемых происходит вследствие отложения минеральных масс в пустотах горных пород или благодаря замещению последних. Поэтому форма тел гидротермальных месторождений зависит от морфологииrudовмещающих полостей или от очертаний замещаемых пород. Характерными формами рудных тел являются жилы, штоки, гнезда, штокверки, линзы, пластообразные залежи и сложные комбинированные тела. Размеры тел разнообразные. Встречаются короткие жилы длиной всего 2—3 м

(золото-кварцевые жилы Березовского месторождения) и весьма протяженные (до 200 км) тела (Материнская жила в Калифорнии). По падению жилы прослеживаются на десятки-сотни метров, но иногда до первых километров.

Рудные тела гидротермальных месторождений залегают среди гидротермально измененных горных пород. Они сопровождаются ореолами рассеянной минерализации, интенсивность которой убывает при удалении от основного тела. Нередко оконтуривание рудных тел проводится по минимально промышленному содержанию ценных компонентов в руде на основе результатов химического опробования.

По условиям образования гидротермальные месторождения разделяют на два главных класса: плутоногенные, или глубинные, и вулканогенные, или приповерхностные. Целесообразно в отдельный класс выделять месторождения колчеданные, являющиеся геологически самостоятельными образованиями и имеющие значительный практический интерес. Гидротермальные плутоногенные и вулканогенные месторождения формируются в интервале температур от 400 до 50° С и разделяются на подклассы: высокотемпературные (400—300°), среднетемпературные (300—200° С) и низкотемпературные (200—50° С). Колчеданные месторождения по температурам образования относятся все к среднетемпературным.

### Плутоногенные месторождения

Гидротермальные месторождения этого класса пространственно и генетически связаны с интрузиями кислых, умеренно кислых и умеренно щелочных изверженных горных пород и формируются на глубинах от 1 до 5 км. Оруденение распространено по вертикали на 1—2 км и отличается хорошей выдержанностью. Рудные тела образуются путем выполнения пустот или метасоматически и характеризуются большим разнообразием форм, зависящих от состава вмещающих пород и тектонической структуры. Известны изометричные, плоские и трубообразные залежи согласного и секущего типов. Размеры тел колеблются в значительных пределах — от нескольких метров до нескольких десятков километров по протяженности. Типичны месторождения с большим количеством маломощных рудных тел (рис. 12).

Рудообразование рассматриваемого класса сопровождается интенсивным изменением вмещающих горных пород. Наиболее распространены серicitизация, хлоритизация, окварцевание, доломитизация, лиственитизация (кварц, тальк, карбонаты), серпентинизация, флюоритизация, пиритизация, гематитизация. Текстуры руд — вкрапленные, прожилковые, массивные. Структуры руд — зернистые, порфировидные, эмульсионные, пластинчатые, сетчатые. По преобладающему раз-

витию соответствующих минералов выделяются минеральные ассоциации кварцевого, сульфидного или карбонатного состава.

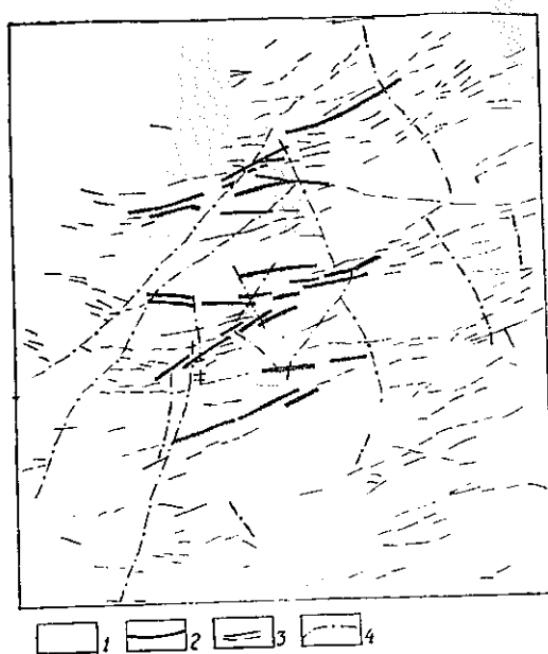


Рис. 12. Золото-кварцевые жилы. Кочкарское месторождение (по Ф. И. Вольфсону):  
1 — плагиограниты; 2 — промышленные жилы и  
рудные зоны; 3 — непромышленные жилы; 4 —  
разрывные нарушения

К высокотемпературным плутоногенным относятся типы месторождений кварц-вольфрамит-молибденитовые, кварц-кассiterитовые, кварц-золото-арсенопиритовые и арсенопирит-кобальтиновые. Среднетемпературные месторождения включают следующие типы: сидеритовые, никель-кобальт-арсенидные, медно-молибденовые порфировые, полиметаллические, сульфидно-кассiterитовые, золото-сульфидные, тальковые, магнезитовые, хризотил-асбестовые, сульфидно-флюоритовые. К подклассу низкотемпературных принадлежат свинцово-цинковые и сурьмянико-ртутные месторождения.

Кварц-вольфрамит-молибденитовые месторождения представлены крутопадающими жилами, трубообразными телами и штокверковыми зонами вкрашенных руд, которые залегают в куполах кислых гранитоидов и в зонах их экзоконтактов. В СССР месторождения этого типа расположены в Забайкалье (Джида, Белуха, Букука, Шахтама) и Казахстане. За-

рубежом крупные месторождения известны в КНР, Бирме, Португалии и США.

Кварц-кассiterитовые месторождения залегают среди песчаников и сланцев в экзоконтактах гранитных интрузивов. Руды вкрапленные, прожилковые и массивные образуют жилы заполнения, оруденельные зоны и штокверки, трубообразные тела. Месторождения этого типа расположены в Забайкалье (Олон), Якутии, а за рубежом в Индонезии, КНР, Португалии, Нигерии.

Сидеритовые месторождения залегают в зонах дробления среди карбонатных пород и отчетливой связи с интрузивными массивами не проявляют. Руды массивные, образуют пластообразные залежи, линзообразные и жилообразные тела, контролируемые зонами тектонических нарушений. Крупными месторождениями данного типа являются Бакал (Урал), Эрцбург (Австрия), Яворик (Югославия), Зигерлянд (ФРГ).

Никель-cobальт-арсенидные месторождения залегают среди скарнированных эфузивно-осадочных пород. Вкрапленные руды образуют гнезда и линзы, массивными рудами сложены крутопадающие жилы. Типичными представителями данного класса являются месторождения Ховуаксы (Тыва), Cobальт (Канада).

Медно-молибденовые порфировые месторождения формируют штокверки и прожилково-вкрапленные зоны рассеянного оруденения близ выступов магматических гранитоидных пород порфирового строения (с чем и связано их название «порфировые»). Рудоносная зона сложена гидротермально-измененными породами. Оруденение контролируется региональными разломами, системами трещиноватости и, как правило, характеризуется зональным строением. Месторождения этого типа распространены в Казахстане (Коунрад), Узбекистане (Алмалык), Армении (Каджаран, Агарак). За рубежом крупные месторождения имеются в США (Бингем, Клаймекс), Чили (Чукикамата), Болгарии (Медет), Югославии (Бор).

Полиметаллические месторождения представлены зонами вкрапленного оруденения, линзами, залежами и штоками массивных руд, размещенными в кислых и основных эфузивах, их туфах, метаморфических сланцах, в экзоконтактах массивов кислых и умеренных гранитоидов. В состав руд, кроме галенита и сфалерита, входят пирит, блеклые руды, халькопирит, а из нерудных — барит, карбонаты, кварц, серцит. Месторождения этого типа расположены на Кавказе (Садон, Зги, Холст), Алтае (Зыряновское, Лениногорское, Белоусовское), Забайкалье (Нерчинская группа). За рубежом известны месторождения в Бирме (Боудвин), ФРГ, ГДР (Фрайберг), Болгарии (Родопы).

Сульфидно-касситеритовые месторождения залегают в песчаниках, сланцах, известняках, эфузивах в экзоконтактовых

зонах гранитоидных массивов, вдоль разломов и зон брекчирования. Руды вкрапленные, прожилковые и массивные образуют жилы, штокверки, трубообразные и линзовидные тела. Даниого типа месторождения находятся в Забайкалье (Ханчераңга), в Якутии (Эге-Хая), на Колыме, в Приморье, а за рубежом — в Боливии.

Хризотил-асбестовые месторождения связаны с серпенизированными ультраосновными породами. Характерны крупные залежи с зонами отороченных жил, крупные и мелкие сетки прожилков, единичные жилы, которые приурочены к мощным зонам разломов. Текстуры — прожилковые, поперечно- и продольно-волокнистые. Месторождения этого типа распространены на Урале (Баженовское, Алапаевское, Джетыгаринское), в Туве (Актовракское), Забайкалье (Молодежное), а также в Канаде и Южной Африке.

Свинцово-цинковые низкотемпературные месторождения залегают исключительно среди карбонатных пород (известняков и доломитов); связь их с интрузиями неясная. Руды вкрапленные, редко массивные и полосчатые. Характерные формы рудных тел: трубы, жилообразные и пластиообразные залежи, гнезда, сложные тела ветвистой неправильной формы. Такие месторождения находятся в Казахстане, Киргизии, Якутии, а также в США (Миссисипи), Канаде, Швеции, Польше, Болгарии, Австралии.

### Вулканогенные месторождения

Гидротермальные месторождения этого класса связаны преимущественно с наземным андезит-дацитовым вулканизмом геосинклиналей, а также с щелочным и трапповым магматизмом активизированных платформ. Наиболее характерны месторождения, приуроченные к жерлам вулканов и их периферии (рис. 13).

Месторождениям свойственны конические, кольцевые, трубчатые внутрижерловые и радиально-трещинные внежерловые структуры. Известны также месторождения, контролируемые разломами и напластованием эффузивных пород. Рудные тела имеют форму жил, труб и штокверков, которые сравнительно быстро выклиниваются на глубине 300—500 м. Минеральный состав руд сложный. Характерно весьма неравномерное распределение полезных компонентов, наличие, так называемых, рудных столбов, сложенных богатой рудой. Среди текстур наиболее распространенными являются метаколлоидные. Для вулканогенных месторождений характерно гидротермальное изменение эффузивных пород, выражющееся в окварцевании, пропилитизации, алунитизации, каолинизации.

К вулканогенным высокотемпературным месторождениям относятся магнетитовые, связанные с траппами, медно-турмалиновые и олово-полиметаллические. В подкласс среднетемпературных входят типы месторождений: серебро-кобальтникель-висмут-ураниевые (пятиэлементная формация) и меднорудные жильные. Низкотемпературными вулканогенными являются следующие типы месторождений: кремнисто-мар-

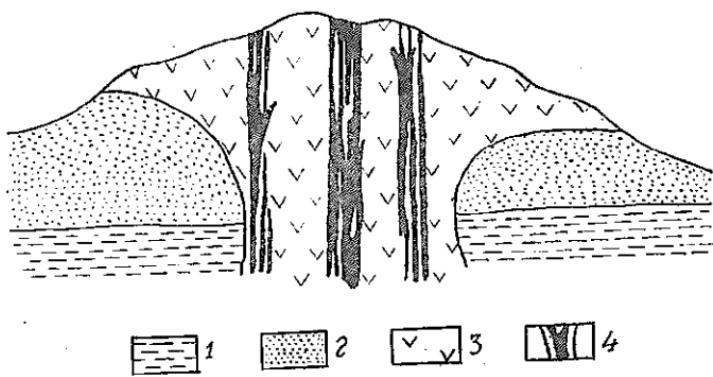


Рис. 13. Вулканогенное гидротермальное месторождение золото-серебряного типа (по У. Уккею):  
1 — филлиты; 2 — вулканогенно-осадочные отложения; 3 — эфузивные породы (дациты); 4 — рудные жилы

ганцеворудные, ртутные и ртуть-сурьма-вольфрамовые, серебро-полиметаллические (мексиканский тип), золото-серебряные, алунитовые, баритовые, самородной серы, мышьяковые (реальгар-аурипигментовые), исландского шпата.

Магнетитовые трапповые месторождения приурочены к штокам габбро-диабазов и вулканическим трубкам взрыва. Залегают они среди карбонатных и песчано-сланцевых пород, скарнированных интрузивных траппов. Руды по текстурам массивные, вкрашенные и брекчиеидные (часто друзовые и гребенчатые) образуют жилы, штоки и штокверковые зоны в пределах вулканических трубок и вдоль зон тектонических нарушений. В состав руд, кроме магнетита, входят гематит, карбоаты, в меньшем количестве хлорит, апатит, кварц, сульфиды. Типичным примером являются месторождения Ангаро-Илимской группы — Коршуновское, Рудногорское, Красноярское.

Олово-полиметаллические месторождения связаны с дайками, субвулканическими интрузивами среднего состава и приурочены к разломам и трещинам скола. Вмещающими породами являются песчаники, глинистые сланцы, эфузивы, эруптивные брекчии. Формы рудных тел: жилы, гнезда, ору-

денелые брекчии, штокверки, неправильные залежи. Текстуры руд преимущественно брекчевые и полосчатые. В состав руд входят касситерит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит. Месторождения этого типа расположены в Приморье (Хрустальное, Депутатское), Малом Хингане; за рубежом в Боливии (Потози, Ллалагуа).

Ртутные (киноварные) месторождения, по условиям образования и пространственно, связаны с четвертичным вулканизмом кислого и среднего состава. Их размещение контролируется сопряжением разломов, экструзивов, зон брекчирования. Руды, вкрашенные и прожилковые, образуют штокверки, рассеянную вкрашенность, примазки, трещинные заполнения в зонах дробления и брекчирования. Кроме киновари, в состав руд входят антимонит, реальгар, опал, сера самородная, пирит, марказит. Месторождения расположены на Камчатке, в Закавказье, Италии (Монте-Амиата), Японии, Чили, США (Сульфур-Бэнк), Новой Зеландии (Пуи-Пуи).

Золото-серебряные месторождения, связанные с субвулканическими интрузиями кварц-порфиров, приурочены к глубинным разломам, зонам дробления, древним вулканам. Чаще всего они расположены среди андезит-дацитовых пород, обычно в виде пучков жил, прорезающих вулканические жерла (рис. 13). Руда обычно состоит из кварца, халцедона, опала, карбонатов с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, серебром, золотом. К этому типу относятся месторождения Забайкалья (Балейское, Белая гора, Тасеевское), Крипл-Крик, Комшток в США, Нигиаг в Румынии.

### Колчеданные месторождения

К этому классу относят гидротермальные месторождения, руды которых сложены сульфидами железа. В минеральном составе колчеданных месторождений существенно преобладают пирит, пирротин, в меньших количествах присутствуют марказит, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, блеклые руды. Нерудные минералы развиты слабо и представлены баритом, кварцем, карбонатами, хлоритом. Изменение вмещающих залежи горных пород состоит в хлоритизации, серицизации, окварцевании, пиритизации и происходит в лежачем боку залежей.

Характерной особенностью колчеданных месторождений является их приуроченность к поясам вулканогенно-осадочных горных пород, брахиантклинальным структурам, разбитым тектоническими нарушениями и трещинами, а также связь с малыми субвулканическими интрузиями основного и кислого состава. Типичные формы рудных тел — линзы, жилообразные тела, пластообразные залежи и штоки, вкрашенные и прожилковые зоны. При этом формы и внутреннее строение

рудных тел зависят от степени метаморфизма вмещающих пород. В породах, слабо измененных, руды имеют колломорфное строение и слагают тела изометричной формы, вытянутые штоки и пластиообразные залежи. В силу метаморфизованных породах залежи имеют уплощенную форму и сложены рудами кристаллического строения.

Колчеданные месторождения рассматриваются как продукты минерализованных газово-жидких горячих потоков, восходящих из глубинных вулканических очагов. Отложение вещества могло происходить на пути движения потоков или на дне моря. Затем образовавшиеся руды перекрывались новыми порциями лав и туфов, а впоследствии подвергались складчатости и региональному метаморфизму.

Среди колчеданных месторождений выделяют следующие промышленные типы: серноколчеданные, медноколчеданные (уральский тип) и полиметаллическо-колчеданные (алтайский тип). Серноколчеданные руды почти полностью состоят из пирита, в качестве нерудного минерала отмечается кварц. Месторождения этого типа имеются на Урале (Карабаш), в Закавказье (Чирагидзор, Таңдзут), в Японии, в Испании.

Медноколчеданные месторождения характеризуются комплексным составом руд. Кроме меди, в промышлении извлекаемых количествах, в рудах присутствуют: свинец, цинк, сера, селен, теллур, серебро, золото, кадмий, индий, таллий, галлий, германий. Месторождения этого типа распространены в Закавказье (Шамлуг, Аллаверды), Казахстане, на Урале (Сибай, Гай, Блява, Учалы), а за рубежом — в Японии, США, Югославии, Турции.

## СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этой группе отнесены месторождения, имеющие, возможно, гидротермально-осадочное происхождение, но названные нейтральным термином (по пластовой форме залегания) вследствие невыясненности их генезиса. Существует несколько гипотез образования рассматриваемых месторождений.

Часто геологов рассматривает эти месторождения как первичноосадочные сингенетические месторождения, претерпевшие некоторые изменения на последующих стадиях. Существует представление о гидротермальном эпигенетическом происхождении месторождений и связи их с залегающими на глубине и не вскрытыми эрозией массивами изверженных горных пород.

Более предпочтительна гипотеза о полигенном происхождении описываемых месторождений в течение длительного периода. В пользу этой гипотезы говорит то, что они находятся на площадях развития осадочных толщ, где отсутствуют мас-

сивы изверженных пород, которые могли бы дать гидротермальные минерализованные растворы.

В основу данной гипотезы положены данные о длительном развитии многих стратиформных месторождений, несущих черты как сингенетического осадочного, так и эпигенетического образования. Предполагают, что рудообразование начинается с формирования сингенетических и одновременных с вмещающими породами вулканогенно-осадочных и осадочных руд, прошедших стадию диагенетического преобразования. После того, как над залежами образовались новые породы, рудообразование шло за счет деятельности подземных горячих минерализованных вод, производивших перегруппировку минеральной массы и создававших эпигенетическое орудение.

К стратиформным относят:

медные борнит-халькопиритовые месторождения в пластах песчаников и сланцев: в СССР (Джезказган, Удокан), Замбии, Зaire, США (Уайт Пайн), Мексике, ГДР (Мансфельд), Польше;

свинцово-цинковые галенит-сфалеритовые месторождения в карбонатных породах: в СССР (Каратай), США (Миссисипи), Канаде, Швеции, Польше, Болгарии, Австралии;

сурьмяно-рутутные antimонитовых и киноварных руд: в СССР (Кадамджай, Хайдаркан), Испании (Альмаден), Югославии, Турции, Мексике.

Стратиформные месторождения медистых песчаников, и сланцев приурочены к депрессиям, которые выполнены ритмично переслаивающимися песчаниками, сланцами и доломитами с повышенным содержанием органического углерода. Рудные тела представлены согласными, пластовыми, линзовидными и лentoобразными пологими залежами (рис. 14). Мощность их от десятков сантиметров до первых десятков метров. Залежи выдержаны по мощности на многие километры по простираннию и на первые километры по падению. Характерны многоярусные залежи, которые постепенными переходами связаны с безрудными породами. Местами встречаются секущие рудные жилы и зоны дробления.

Руды стратиформных месторождений имеют относительно простой минеральный состав. Главными минералами являются халькозин, борнит, халькопирит, пирит; второстепенными — блеклые руды, ковеллин, галенит, сфалерит; жильными — кварц, кальцит и барит. Рудные тела нередко проявляют зональность в размещении минеральных ассоциаций, обусловленную характером накопления осадков и особенностью процессов рудообразования.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения приурочены к мощным толщам карбонатных пород (доломитов, известняков). Рудоносные карбонатные формации распростра-

няются на десятки-сотни километров. Для месторождений характерны четкий стратиграфический и литологический контроль, отсутствие магматических комплексов, с которыми могло бы быть связано оруденение.

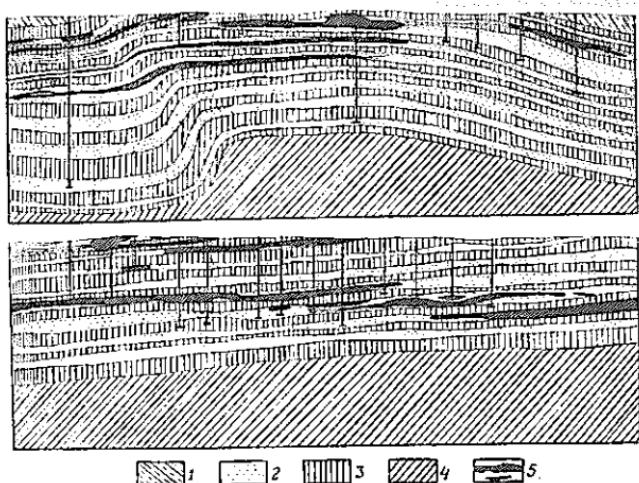


Рис. 14. Геологические разрезы Джезказганского месторождения (по К. И. Сатпаеву):  
1 — красноцветная толща, нижняя пермь; 2 — рудопосные се-  
рые песчаники; 3 — безрудные красноцветные песчаники и ар-  
гиллиты; 4 — песчаники и известняки, нижняя пермь; 5 —  
рудные тела

Рудные тела представлены согласными пластовыми и линзовидными залежами многоярусного строения, реже — секущими жильными и трубообразными телами. Протяженность залежей по простирианию колеблется от сотен метров до первых километров, по падению достигает 800—1000 м при мощности от 0,5 до 200 м, в среднем 10—20 м.

Рудам свойствен простой минеральный состав. Главные минералы — сфалерит, галенит, пирит, кальцит, доломит, реже барит; второстепенные — марказит, халькопирит, борнит, сульфосоли свинца, кварц, флюорит. Текстуры руд — полосчатые, прожилковые и послойные вкрапленные; структуры — мелкозернистые. Ценным компонентом руд, кроме свинца и цинка, являются медь, серебро, кадмий.

## РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения россыпей образуются благодаря концен-  
трации ценных компонентов среди обломочных отложений в  
процессе разрушения и переотложения вещества горных по-  
род и месторождений полезных ископаемых, претерпевших

физическое и химическое выветривание. По существу в генетическом плане россыпи не представляют собой самостоятельной группы месторождений, ибо часть из них формируется и размещается в коре выветривания, а часть представляет собой переотложенные продукты выветривания, т. е. осадочные образования. Однако своеобразие их состава и условий залегания позволяет россыпи обособить от близких к ним месторождений.

По условиям образования россыпные месторождения делятся на следующие классы: элювиальные, возникшие на месте разрушения коренных источников; делювиальные, образованные при перемещении обломочного материала по склону; пролювиальные, накопившиеся у подножия склонов в результате деятельности временных водных горных потоков; аллювиальные, или речные; литоральные, или прибрежные, формируемые вдоль берегов озер, морей и океанов; гляциальные, образованные ледниковой деятельностью; золовые, созданные работой ветра.

Механизм формирования россыпей заключается в сортировке обломочного материала по крупности, плотности и форме частиц, в истирании и окатывании обломков, в дифференциации материала по степени механической прочности и химической устойчивости в процессе транспортировки.

Элювиальные россыпи возникают на месте залегания коренных пород, и контуры их примерно совпадают с площадью источников. Они могут быть необогащенными, если представляют собой развалы вещества полезного ископаемого среди обломков коренных пород, и обогащенными, если «пустые» породы частично вымыты водами плоскостного стока.

Делювиальные россыпи формируются при сортировке обломочного материала в процессе его сползания по склону под влиянием силы тяжести. Характер смещения обломочной массы, а следовательно, и строение россыпи зависят от угла склона, мощности осыпи, параметров (размеры, форма, плотность) обломков, климатических, гидрогеологических и инженерно-геологических факторов. Контуры делювиальных россыпей вытянуты вниз по склону с вершиной у источников. Длина россыпей достигает десятков — первых сотен метров. Распределение ценных минералов неравномерное, с максимумом содержаний в вершинах россыпей.

Пролювиальные россыпи очень редки. Они формируются у подножия гор вследствие смывания временными потоками обломочного материала со склонов. Обломки слабо окатаны и плохо отсортированы.

Аллювиальные россыпи образуются за счет дифференциации и отложения перемещаемых рекой донных осадков. Россыпи формируются только в определенные моменты при оптимальном режиме перемещений аллювия по дну реки, завися-

щем от соотношения скоростей течения реки в разных ее частях и фракционного состава аллювия.

Аллювиальные россыпи делятся по месту их образования на косовые, русловые, долинные, террасовые и дельтовые. Они могут быть простыми при одном горизонте ценных минералов, и сложными — при наличии двух и более горизонтов ценных минералов. В поперечном разрезе россыпи выделяются (рис. 15): плотик; пески, или пласт; торфá; почвенный слой (отсутствует в русловых россыпях).

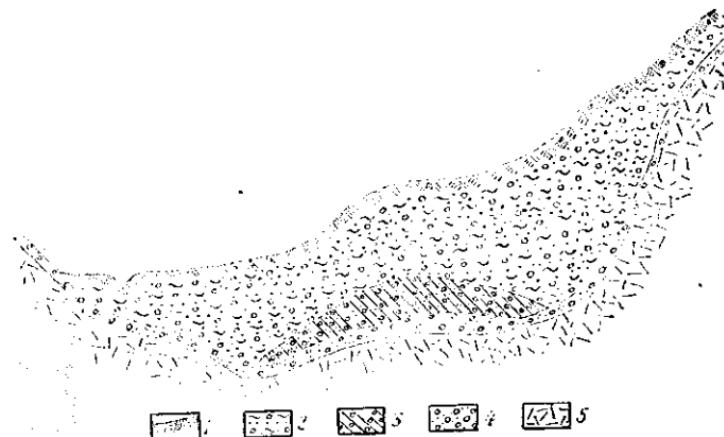


Рис. 15. Строение аллювиальной россыпи (по В. Н. Котляру):  
1 — насыпь; 2 — торфá; 3 — пески (пласт); 4 — аллювий;  
5 — коренная порода — плотик

Плотик бывает коренной, сложенный коренными породами дна речной долины, и ложный, подстилающий верхние залежи сложных россыпей и представленный обычно глиной. Пески состоят из валунно-галечных отложений, содержащих в качестве связующего материала песчаную и глинистую фракции и концентрирующих основную массу тяжелых минеральных частиц. Торфá представляют собой песчано-глинистые осадки, обедненные тяжелыми минералами. Граница между торфами и песками (пластом) постепенная.

Аллювиальные россыпи могут начинаться непосредственно от коренных источников. Они протягиваются вдоль реки на разное расстояние, в зависимости от гидрологического режима, богатства коренного источника, глубины его эрозионного среза и поведения сростков и зерен ценного минерала в речном потоке. Распределение минералов в россыпи обычно неравномерное.

Прибрежные россыпи формируются под влиянием приливов-отливов, волн и береговых течений. Абразионные и аккумулятивные берега неблагоприятны для образования прибрежных россыпей. Оптимальные условия для их формирова-

ния возникают в стабильных по степени развития профиля равновесия берегах, вдоль которых происходит непрерывное возвратно-поступательное перемещение обломочных масс, их измельчение, сортировка и переотложение. Прибрежные россыпи формируются в пляжной зоне, при этом тяжелые минералы накапливаются в верхней части отложений, подверженных постоянному перемыву морскими волнами.

Прибрежные и океанические россыпи располагаются узкой полосой между линиями прилива и отлива или в зоне прибоя в закрытых бассейнах. Для них характерны хорошо отсортированные, равномернозернистые окатанные, скопления ценных минералов с высоким их содержанием. Протяженность россыпей весьма значительная, а мощность не превышает 1 м. Россыпи обычно залегают в самой верхней части песчаных отложений побережья или перекрыты маломощным слоем песка (до 1 м).

По времени образования россыпи могут быть современными (юношескими) и древними (ископаемыми). По условиям залегания они делятся на открытые и погребенные. По форме выделяются: залежи плащеобразные, пластовые, линзовидные, лентообразные и гнездовые. Размеры россыпей колеблются в широких пределах. Косовые и русловые россыпи верховьев рек имеют протяженность до 10—15 м. Долинные россыпи прослеживаются на 3—15 км. Морские и океанические россыпи протягиваются на сотни километров.

Россыпи концентрируют только те минералы, для которых характерны высокая плотность, химическая устойчивость в зоне окисления, физическая прочность. Соответственно, наиболее распространенными ценными минералами россыпей являются: золото, платина, киноварь, колумбит, tantalит, вольфрамит, кассiterит, шеелит, монацит, магнетит, ильменит, циркон, корунд, рутил, гранат, топаз, алмаз. По количеству ценных минералов россыпи могут быть мономинеральными и комплексными.

Россыпные месторождения являются важным источником ряда полезных ископаемых. Они дают около половины мировой добычи алмазов, титана, вольфрама и олова; 10—20% добычи золота и платины. Важное место россыпи занимают в добыче tantalа, ниобия, монацита, магнетита, граната, горного хрусталя.

Выделяют следующие типы россыпных месторождений: золотоносные аллювиальные — Восточная Сибирь (реки Алдан, Колыма, Бодайбо), Австралия (Кальгурли), США (Аляска, Калифорния);

платиноносные элювиальные и аллювиальные — Средний и Северный Урал, США (Аляска), Колумбия;

алмазоносные (все типы россыпей) — Якутия, Урал, Индия, Австралия, Бразилия, Южная Африка (ЮАР, Танзания, Конго, Заир);

касситерит-вольфрамитовые делювиальные и аллювиальные — Казахстан, Забайкалье, Северо-Восток СССР, Бирма, Малайзия, Индонезия, Австралия, США;

монацитовые и цирконовые литоральные (морские) — Бразилия, Индия, Шри-Ланка, Австралия;

колумбит-танталитовые — СССР, Конго, Бразилия;

магнетит-альменитовые литоральные (морские) — Средняя Азия, Украина, Япония, Италия, Сенегал, Аргентина.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

### Условия образования

Месторождения выветривания возникают в результате воздействия на минералы и горные породы атмосферы, поверхностных и подземных вод, органических агентов. Под их влиянием породы и минералы разрушаются механически на отдельные составные части, затем перерабатываются химическими процессами. Ранее существовавшие минералы оказываются неустойчивыми и разрушаются, а на их месте возникают новые, устойчивые в экзогенных условиях. Процессы эти, как известно, называются выветриванием. Их результатом является образование коры выветривания и связанных с ней месторождений выветривания.

Кора выветривания — это самостоятельная континентальная геологическая формация, образующаяся при воздействии жидких и газообразных атмосферных биогенных агентов на коренные породы, выведенная на дневную поверхность, и представленная продуктами механического, химического и биохимического разрушения этих горных пород. Кора выветривания является мощным источником минеральной массы для всех экзогенных месторождений.

Формирование месторождений выветривания обусловлено перегруппировкой минеральной массы глубинных горных пород, химически неустойчивых в термодинамических условиях приповерхностной части земной коры. Кора выветривания распространяется в глубь Земли до уровня грунтовых вод, т. е. обычно до 60—100 м и редко до 200 м. Основными агентами выветривания являются вода, кислород, углекислоты, организмы, колебания температуры.

При разложении коренных пород в коре выветривания большое значение имеют реакции окисления, гидратации, гидролиза и, частично, дигидратации. Геохимические преобразования в коре выветривания характеризуются стадийностью. В начальной стадии выветривание протекает в условиях щелочной среды, когда из породы выносятся легкорастворимые соли (сульфаты, хлориды и карбонаты калия, натрия, кальция и

магния, кремнезем). Одновременно происходит гидролиз силикатов и алюмосиликатов с накоплением алюминия, железа и марганца. Скорость разложения минералов различна и зависит от их состава и кристаллической структуры.

При разложении легче удаляются элементы неметаллические, а металлы накапливаются в коре выветривания. К энергично выносимым элементам относятся хлор, бром, сера; к легко выносимым — кальций, натрий, калий, фтор; к подвижным — кремнезем, фосфор, марганец, кобальт, никель, медь; к инертным — железо, алюминий, титан.

В результате разложения коренных пород и избирательной миграции элементов образуется кора выветривания разного состава, или разного профиля выветривания, с характерными месторождениями полезных ископаемых. Профиль коры выветривания определяется по степени разложения породообразующих силикатов, выражаемой соотношением кремния и алюминия в минеральной массе коры выветривания.

Выделяют три профиля коры выветривания. Насыщенный сиалитный (гидрослюдистый) профиль характеризуется изменением силикатов в реакциях гидратации и гидролиза без существенного выноса кремнезема. Типоморфные минералы — гидрослюдя; гидрохлорит, бейделлит, монмориллонит. Для образования полезных ископаемых этот тип несуществен. Ненасыщенный сиалитный (глинистый) профиль характеризуется значительным выносом кремнезема. Типоморфные минералы — каолинит, галлуазит, нонтронит, кварц. С этим профилем коры выветривания связаны месторождения глин и каолина. Алитный (латеритный) профиль отличается полным нарушением связей между глиниоземом и кремнеземом и их интенсивной миграцией. Типоморфные минералы — гидроксиды алюминия, оксиды и гидроксиды железа. С этим профилем связаны все основные месторождения выветривания.

Среди минералов, слагающих кору выветривания, выделяются: реликтовые первичные минералы коренных пород (кварц, рутил, магнетит); минералы начальной стадии разложения (гидрослюды, гидрохлориты); аморфные минералы, затем превращающиеся в кристаллические аналоги; вторичные минералы как конечные продукты выветривания (гидроксиды железа, алюминия, марганца, халцедон, опал).

Для образования коры выветривания и связанных с ней месторождений полезных ископаемых, важное значение имеют факторы: климат, состав и структура коренных пород, тектоническая нарушенность массива, рельеф местности, гидрологические условия, длительность формирования, геологический возраст.

По форме и условиям нахождения тел полезных ископаемых выделяют месторождения площадной, линейной и при-

контактовой коры выветривания (рис. 16). Месторождения площадной коры выветривания перекрывают коренные породы. Нижняя их граница сложная, неровная. Размеры — от десятков до тысяч метров в поперечнике; мощность — до первых десятков метров. Месторождения линейной коры выветривания имеют форму жилообразных тел, которые развиваются по системе трещин до глубины 100—200 м. При-

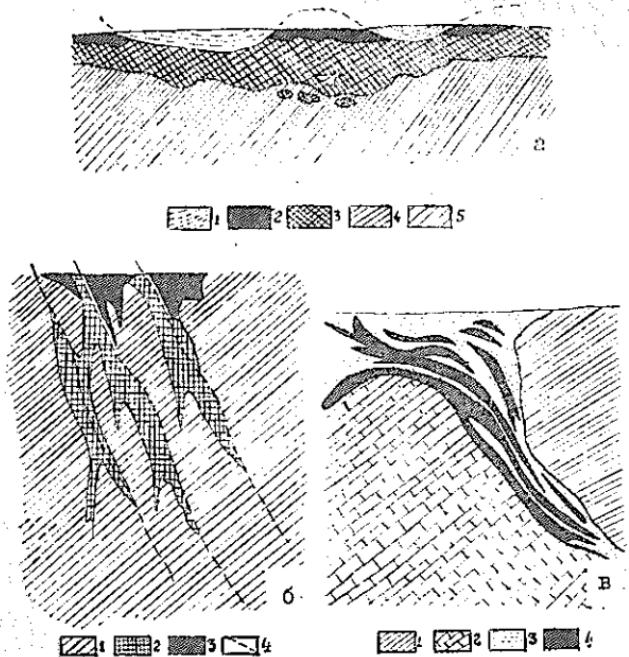


Рис. 16. Типы месторождений коры выветривания:  
 а — площадной коры выветривания; 1 — покровные породы;  
 2 — охристо-глинистые породы; 3 — нонтронитизированный  
 серпентинит со скоплениями минералов никеля; 4 — разложен-  
 ный серпентинит со скоплениями минералов никеля; 5 — не-  
 разложенный серпентинит;  
 б — линейной коры выветривания; 1 — неразложенный сер-  
 пентинит; 2 — выветрелый разложенный серпентинит со скоп-  
 лениями минералов никеля; 3 — охристо-глинистые породы;  
 4 — зона трещиноватости;  
 в — приконтактовой (карстовой) коры выветривания; 1 —  
 серпентинит; 2 — известняк; 3 — карстовые отложения; 4 —  
 руда

контактовые месторождения выветривания размещены вдоль контакта растворимых пород (карбонатных) и пород, поставляющих минеральное вещество при разложении.

В зависимости от способа накопления вещества полезного ископаемого месторождения выветривания делятся на остаточные и инфильтрационные. Первые формируются вследст-

вие растворения и выноса грунтовыми водами минеральной массы горных пород, не имеющей ценности, и накопления в остатке вещества полезного ископаемого. Инфильтрационные месторождения образуются при растворении грунтовыми водами ценных компонентов, их инфильтрации и переотложении вещества в нижней части коры выветривания.

### Остаточные месторождения

Месторождения выветривания этого класса располагаются на породах, за счет которых они образовались. Минеральный состав образующихся масс находится в прямой зависимости от состава материнских пород и характера реакций химического выветривания. Наиболее распространены в земной коре силикатные породы (магматические и метаморфические). В зоне выветривания происходит разложение этих пород — гидролиз. При этом щелочные и щелочно-земельные элементы переходят в истинные растворы, образуют с углекислотой бикарбонаты и переносятся вниз, в область грунтовых вод, или уносятся поверхностными проточными водами. В остатке накапливаются кремнезем, глинозем, оксиды железа и марганца, образующие в основном коллоидные растворы.

Форма тел остаточных месторождений выветривания — преимущественно неправильная пластообразная с очень неровной нижней границей, что связано с неравномерным развитием процессов выветривания. Менее характерны гнезда и штоки.

Промышленное значение остаточных месторождений велико для каолина, почти целиком добываемого из этого типа месторождений, для никеля и кобальта; меньшее значение имеют остаточные месторождения железных и марганцевых руд, бокситов, талька и фосфоритов.

Остаточные месторождения силикатных никелевых (с кобальтом) руд связаны с корой выветривания серпентинитов, образовавшихся по дунитам и перидотитам. На разных стадиях разложения никельсодержащих минералов никель переходит в раствор, выносится из верхней части в глубь коры выветривания и вновь отлагается в виде вторичных никельсодержащих минералов. При этом никель отделяется от железа в связи с легкой окисляемостью последнего и отложением его при малых значениях рН. Он отделяется также от марганца и кобальта, которые окисляются позднее железа, но раньше никеля. Иногда никель концентрируется в гидроксидах железа. Кальций и магний мигрируют в коре выветривания ниже никеля и отлагаются при больших значениях рН.

В результате процессов выветривания возникает вертикальная зональность в размещении совместно мигрирующих

элементов. При этом концентрация никеля возрастает в 5—15 раз по сравнению с его содержанием в первичной породе.

В строении коры выветривания остаточных месторождений силикатных никелевых руд выделяются три зоны (сверху вниз); зона железистых охр мощностью 5—10 м, не содержащая промышленных концентраций никеля; пиритонитовая зона мощностью 5—15 м, с промышленным содержанием никеля и кобальта; зона полуразрушенного и выщелоченного серпентинита мощностью 5—25 м, обогащенная вторичными никелевыми минералами.

Месторождения рассматриваемого типа известны на Южном Урале (Верхний Уфалей, Халиловское), в Бразилии, Новой Кaledонии, на Филиппинах, в Индонезии, на Кубе.

Месторождения бурых железняков (железистых латеритов) также образуются при выветривании серпентинитов. Обычно руды содержат небольшие концентрации легирующих металлов и поэтому носят название природно-легированных. Среди них выделяются разновидности, связанные взаимными переходами: железные руды, легированные никелем и кобальтом; комплексные железо-никелевые руды; комплексные железо-кобальтовые руды; комплексные железо-марганец-никелевые руды.

Остаточные месторождения природно-легированных железных руд известны на Урале (Елизаветинское, Стрижевское), Кавказе (Малкинское), а за рубежом — на Кубе, в Индонезии, на Филиппинах, в Западной Африке, в США.

Месторождения бокситов формируются при разложении различных глиноzemсодержащих пород — щелочных, кислых, основных. Процесс изменения первичных пород протекает в три стадии: разложение силикатов, вынос щелочных и щелочноземельных элементов, частичный вынос кремнезема с накоплением минералов глинистого состава; дисилификация с накоплением глинозема; усложнение состава бокситов вследствие отложения карбонатов, сульфидов и других соединений.

Среди остаточных месторождений по условиям образования различают бокситы площадные и карстовые. Первые площадью перекрывают материнские породы; вторые выполняют карстовые полости в известняках. В минеральный состав бокситов входят моно- и тригидраты глинозема, которые ассоциируют с глинистыми минералами, гидроксидами железа и марганца, кремнистыми соединениями.

Бокситовые месторождения известны в СССР, в Красноярском крае (Енисейский кряж), в США, Африке, Индии, Индонезии, Испании, Франции, Греции, Турции, Югославии, Венгрии.

Остаточные месторождения каолинов формируются в коре выветривания любых полевошпатовых пород, особенно кислых и щелочных. Они образуют залежи площадного типа, на глу-

бине переходящие в материнские породы. Минеральный состав: каолинит, галлуазит, монмориллонит, халцедон, реликтовые (кварц, мусковит, рутил) и вторичные (кальцит, доломит, гипс) минералы. Залежи каолинов представлены неправильной формы покровами мощностью около 10 м, редко больше.

Месторождения каолинов распространены на Украине, Урале, в Западной Сибири, на Алтае; за рубежом крупные месторождения известны в КНР, Чехословакии, ГДР, Югославии, Великобритании, Франции.

### Инфильтрационные месторождения

К инфильтрационным относятся месторождения, образующиеся за счет той части продуктов выветривания, которые в растворенном состоянии поступают в область циркуляции грунтовых вод, где при благоприятных условиях отлагаются. Отложение минерального вещества происходит путем заполнения пустот или метасоматическим способом.

В первом случае отложение полезного ископаемого идет из относительно холодных водных растворов, примерно по тем же причинам, по которым отлагают свой полезный груз гидротермальные растворы. Во втором случае водные растворы, встречая породы активные, легко поддающиеся растворению, выщелачивают некоторые компоненты вмещающих пород и вместе них отлагают другие, ранее содержавшиеся в растворе компоненты. Соответственно, минералы боковых пород метасоматически замещаются новыми минералами, перенесенными в растворенном виде. Таким образом возникает ряд месторождений полезных ископаемых: железа, марганца, меди, ванадия, урана, радия, фосфоритов, гипса, боратов, магнезита, исландского шпата.

Месторождения железа достаточно часто образуются в результате выветривания фильтрационным способом. Железо содержится в тех или иных количествах во всех горных породах. При химическом выветривании железо переходит в раствор обычно в коллоидном состоянии, реже в состоянии истинного раствора карбонатных или сульфатных солей. Железосодержащие растворы в пустотах среди карбонатных пород отлагают без химического взаимодействия гель гидроксида железа, переходящий затем в лимонит. Растворы карбонатов или сульфатов железа реагируют с карбонатными породами. В результате обменных реакций известняк метасоматически замещается сидеритом, который, окисляясь, переходит в лимонит.

Руды в месторождениях рассматриваемого типа сложены сидеритом, лимонитом, гематитом. Текстуры руд — обломочные, конгломератовые, желваковые. Наиболее распространеными формами рудных тел являются гнезда, линзы и пласто-

образные залежки, размещенные в выветренных кремнистых породах и известняках. В СССР месторождения данного типа расположены на Урале (Алапаевское и Синаро-Каменская группа); за рубежом имеются подобные месторождения в Великобритании, ФРГ (Зальцгиттер, Пейне-Илседе).

Промышленное значение этих месторождений ограничено.

### Изменения месторождений полезных ископаемых при выветривании

При химическом и физическом выветривании тела полезных ископаемых претерпевают существенные изменения минерального, химического состава и строения. Наибольшие изменения происходят при выветривании сульфидных рудных тел, пластов углей, залежей минеральных солей и серы.

Приповерхностные изменения тел полезных ископаемых обусловлены неустойчивостью минералов в коре выветривания в обстановке высокого кислородного потенциала. В результате разложения первичных минералов образуются новые соединения. Часть их сохраняется на месте, другая часть выносится и переотлагается, третья — мигрирует и рассеивается. Основным направлением изменения является окисление вещества полезного ископаемого. Интервал изменений рудных тел по вертикали называется зоной окисления.

Основными агентами изменений являются вода, кислород, углекислота, органические вещества. Особенно значительна роль подземных вод. Область циркуляции приповерхностных вод разделяется на три зоны (рис. 17). Верхняя зона аэрации, или просачивания, характеризуется быстрой и свободной, преимущественно падающей циркуляцией воды, насыщенной растворенными в ней кислородом и углекислотой. Под уровнем грунтовых вод располагается зона истечения или активного водообмена, с медленным боковым движением воды, несущей незначительное количество растворенного в ней кислорода. Зона застойных вод не содержит свободного кислорода.

В зоне просачивания формируется зона окисления руд, представленная четырьмя подзонами. Поверхностный слой мощностью в несколько десятков сантиметров представляет собой наиболее измененную часть рудного тела, из которой могут быть удалены даже самые трудноподвижные соединения. В подзоне окисленных руд распространены типично окисные производные первичной руды. Подзона окисленных выщелоченных руд характеризуется пониженным содержанием металла по сравнению с его средним содержанием в зоне окисления. Ниже располагается подзона богатых окисленных руд.

Обычно мощность зоны окисления колеблется от единиц до десятков метров, иногда достигает нескольких сотен метров. Развитие зоны окисления (по мощности и интенсивности

процессов изменения) зависит от климата (температура и количество осадков), рельефа и степени эрозии района, состава руд и их структурно-текстурных особенностей, физических и химических свойств вмещающих пород, условий залегания рудных тел. При этом благоприятными факторами являются теплый, влажный климат, умеренно расчлененный рельеф,

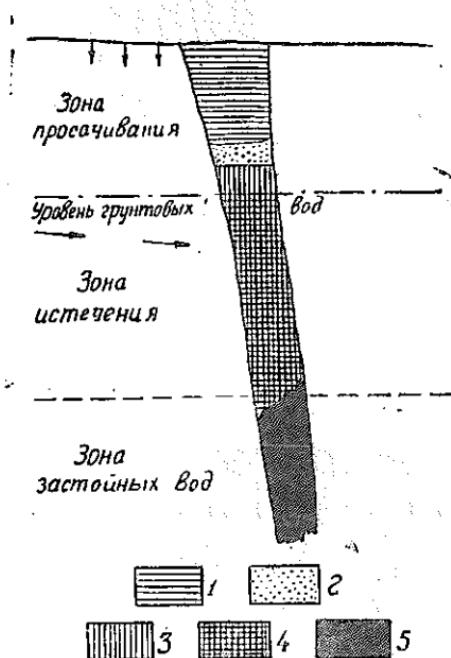


Рис. 17. Строение зоны окисления сульфидного месторождения (по С. С. Смирнову):

1 — зона полного окисления (шляпа); 2 — подзона выщелачивания (сыпучка); 3 — подзона окисного обогащения; 4 — зона вторичного сульфидного обогащения; 5 — первичные руды

полиминеральный состав руд, наличие пирита, неплотные текстуры, разнозернистые структуры, равномерная водопроницаемость пород, их химическая активность, наклонено залегание рудных тел на контакте разных по составу и свойствам пород, интенсивная тектоническая нарушенность.

Зона вторичного обогащения, или цементации, находится в верхней части первичных руд и обусловлена переотложением части металла, выщелоченного из зоны окисления. Наиболее богаты вторичными сульфидами верхние горизонты этой

зоны. По мере углубления их количество уменьшается, и руды переходят в первичные.

Мощность зоны вторичного сульфидного обогащения варьирует от нескольких метров до десятков и даже первых сотен метров. Развитие зоны цементации зависит от ряда факторов. Благоприятными факторами являются теплый умеренно влажный климат, умеренно расчлененный рельеф, интенсивная трещиноватость руд и боковых пород; отсутствие среди боковых пород и в рудном теле карбонатов, которые могут реагировать с рудоносными растворами еще в зоне окисления; пирит-халькопиритовый состав первичных руд.

В зоне окисления сульфидных месторождений происходят процессы, приводящие к полному удалению серы и рассеянию ряда других элементов. В результате этого зона окисления окончательно освобождается от тяжелых металлов, становиться сложенной лишь различными формами кремнезема, оксидами и гидроксидами железа и марганца, алюмо-кремниевыми соединениями. При процессах окисления наблюдается разделение металлов. Так, металлы, дающие труднорастворимые сульфаты, дольше задерживаются в зоне окисления, чем металлы, образующие легкорастворимые сульфаты. Основные закономерности поведения различных металлов в зоне окисления заключаются в следующем.

**Железо.** При окислении пирита образуется сульфат залегающего железа, который в присутствии свободного кислорода превращается в сульфат окиси. При гидролизе последнего образуется труднорастворимый гидроксид железа, выпадающий из раствора в виде геля лимонита. В зоне окисления происходит интенсивное обогащение гидроксидами железа. Поэтому ее часто называют «железной шляпой».

**Медь.** При окислении сульфидов меди (например, халькопирита) образуется легкорастворимый сульфат меди, который выносится из зоны окисления и приводит к образованию зоны вторичного обогащения. Поэтому зона окисления резко обеднена медью. Но повышенное содержание металла характерно для зоны цементации.

**Свинец.** При окислении галенита образуется труднорастворимый сульфат — англезит, накапливающийся в зоне окисления. В дальнейшем сульфат переходит в труднорастворимый карбонат (церуссит). Нередко в зоне окисления сохраняется и первичный галенит.

**Цинк.** При окислении сфалерита образуется легкорастворимый сульфат, который не накапливается в зоне цементации, а рассеивается за пределами месторождений. Концентрация цинка происходит только в случае образования карбоната (смитсонита) или спилката (каламница).

Таким образом, при выветривании полиметаллических рудных тел происходит резкое обеднение зоны окисления цинком и обогащение ее свинцом.

**Золото.** В зоне окисления золото мигрирует на значительное расстояние во взвешенном или растворенном состоянии. В верхней части зоны цементации происходит его осаждение.

**Серебро.** В зоне окисления поведение серебра различно в зависимости от формы его нахождения в первичных рудах. Самородное серебро обычно накапливается в зоне окисления. Серебро, содержащееся в сульфидах, переходит в раствор. При образовании галоидов происходит накопление серебра в зоне окисления, в других случаях серебро концентрируется в зоне цементации.

Другие элементы — мышьяк, сурьма, висмут, молибден, ртуть, никель, кобальт, находящиеся в рудах в виде сульфидов в зоне окисления, переходят в оксиды, гидроксиды, карбонаты. В таком виде они накапливаются в зоне окисления, либо выносятся за пределы месторождения и рассеиваются во вмещающих породах.

Интенсивное развитие зоны окисления наблюдается на многих сульфидных месторождениях: Каданиском, Коунрадском, Алмалыкском, Турланском, Блявинском, Дегтярском и др.

Другие (несульфидные) месторождения полезных ископаемых по степени устойчивости в зоне выветривания делятся на три группы: не изменяющиеся, слабо изменяющиеся, изменяющиеся. К первой группе относятся месторождения горного хрустала, драгоценных камней, алмазов, гранатов, корунда, алюниита, диатомита, трепела, песков, гравия, песчаников, кварцитов. Слабо изменяются месторождения пегматитов, карбонатитов, асбеста, ряда карбонатных и силикатных пород, глин, изверженных и метаморфических пород.

Изменяются в зоне выветривания месторождения серы, минеральных солей, гипса, ангидрита, углей. Сера в зоне выветривания окисляется с образованием сульфатов типа алюниита, ярозита, гипса, образуя «серную шляпу». Дальнейшее окисление приводит к разрушению этих минералов.

Минеральные соли подвергаются интенсивному выщелачиванию, образуя соляной карст. В верхней части соляных тел формируются «соляные шляпы» различного состава. Гипс и ангидрит легко растворяются, переносятся и образуют вторичные землистые гипсосодержащие массы. Все разновидности углей существенно изменяются в зоне выветривания. Возрастает влажность (почти в 20 раз), содержание летучих компонентов (в 4—5 раз), зольность (в 12 раз), плотность (в 1,5 раза). Одновременно уменьшается содержание кокса (в 4—5 раз), углерода и водорода; резко падает сернистость угля в связи с разложением пирита.

# ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

## Условия образования

Осадочные месторождения формируются в процессе осадконакопления на дне водоемов. По месту образования они разделяются на речные, болотные, озерные и морские. Последние в свою очередь делятся на платформенные и геосинклинальные. В процессе формирования осадочных горных пород и связанных с ними полезных ископаемых выделяются стадии седиментогенеза, диагенеза и катагенеза.

Стадия седиментогенеза включает этапы мобилизации вещества в коре выветривания, переноса осадков и осадкообразования в конечном водоеме. Мобилизация вещества происходит в процессе механической и химической дифференциации. Перенос осадочного материала с водосборной площади осуществляется в виде истинных или коллоидных растворов, механической взвеси и путем волочения по дну. При этом растворимые соединения практически полностью выносятся в водоем, а обломочные продукты — частично.

Осадкообразование в водоемах происходит вследствие процессов механической, химической и биохимической дифференциации вещества. Механическая дифференциация осуществляется путем разделения (сортировки) обломочного материала по плотности, размерам и форме минеральных частиц. В прибрежной зоне накапливается галечник, гравий, песок. В следующей зоне осаждаются алевролиты, а еще дальше, во внутренней части водоемов — глины. При равной величине обломков происходит разделение обломков по плотности. Наиболее далеко уносятся от берега минералы с наименьшей плотностью.

Химическая дифференциация осадков — процесс последовательного отложения веществ, переносимых в виде истинных или коллоидных растворов или в виде тончайших механических взвесей. Согласно схеме химической дифференциации вначале отлагаются наиболее труднорастворимые вещества. Оксиды железа и марганца, кремнезем, фосфаты, силикаты железа, бокситы, соли залежи железа (сидерит) и кальцит выпадают последовательно из пресных, солоноватых или с нормальной соленостью вод, и параллельно с ними отлагаются продукты механической дифференциации. Начало осаждения кальцита примерно совпадает с окончанием процесса механической дифференциации. Начиная с доломита, к продуктам химической дифференциации почти не примешивается обломочный материал, и для выпадения веществ требуются повышенные концентрации солей в растворах.

Основной причиной химической дифференциации считают различную концентрацию водородных ионов ( $\text{pH}$ ) в водах

бассейна и различный окислительно-восстановительный потенциал ( $Eh$ ), определяемый содержанием растворенного в воде кислорода. Так, например, снижение величины  $pH$  от речных вод к береговым и морским, далее к морским придонным фиксируется в осадках последовательным выпадением гидроксидов металлов, затем их закисных соединений.

Биохимическая дифференциация происходит вследствие выборочного освоения животными и растительными организмами определенных элементов и накопления их после отмирания последних. Так, формируется значительная масса органических веществ, создающих отложения каустобиолитов, а также карбонаты, фосфаты, кремнезем. С жизнедеятельностью организмов и их отмиранием связано также частичное накопление железа, марганца, глиноzemа и таких микроэлементов, как ванадий, хром, никель, кобальт, медь.

В стадии диагенеза происходит превращение сильно увлажненного, насыщенного бактериями и малыми компонентами ила в уплотненную породу. Этот процесс протекает на глубине от первых десятков до первых сотен метров под толщей осадков. На первом этапе диагенеза идет окислительное минералообразование, и за счет кислорода иловых вод возникают конкреции гидроксидов железа и марганца.

На втором этапе среда осадка из окислительной становится восстановительной. Вода, пропитывающая осадок, лишается сульфатов, обогащается закисями железа, марганца, кремнеземом, органическим веществом, фосфором, малыми элементами. Так, формируются диагенетические залежи сидерита, железистых хлоритов, конкреционные родохрозитовые и родонитовые руды марганца, желваковые фосфориты, осадочные вкрашенные руды меди, свинца и цинка.

На последнем этапе диагенеза происходит внутреннее перераспределение аутогенного (образовавшегося на месте нахождения, т. е. собственно осадочного) материала, стяжение его вокруг некоторых точек с образованием конкреций. При диагенезе в результате перераспределения вещества в локальных скоплениях осадков возрастает концентрация некоторых элементов. Например, концентрация марганца может возрасти почти в 7 раз.

В стадию катагенеза дальнейшее преобразование осадков связано с их погружением на глубину, возрастанием давления и температуры. При этом происходит окончательное окаменение (литификация) пород при незначительных изменениях минерального состава. Поры пород заполняются гипсом, ангидритом, флюоритом. Частичное переотложение вещества происходит в межзерновом пространстве. Органическая масса выделяет газовую фазу, давая начало жидким и газообразным каустобиолитам.

В минеральный состав осадочных месторождений входят минералы трех групп: устойчивые при выветривании обломочные минералы, принесенные с континента (кварц, рутил, полевые шпаты, слюды); продукты химического выветривания (каолинит, монтмориллонит, гидрослюды, опал, гидроксиды железа и марганца); осадочные новообразования (карбонаты, галоидные соли, фосфаты, рудные минералы, кремнистые продукты, углеводородные соединения).

Осадочные месторождения имеют, как правило, крупные размеры. Отдельные пласти морских месторождений протягиваются на десятки километров, а свиты пластов — на сотни километров. Мощность пластов колеблется в широких пределах — от 0,5 м (Донбасс) до 500 м (Соликамское месторождение).

В зависимости от преобладания в процессе осадкообразования того или иного вида дифференциации вещества, осадочные месторождения разделяют на механические (обломочные), химические и биохимические.

### Механические осадочные месторождения

Месторождения рассматриваемого класса представляют собой механическое накопление обломочного материала. Форма тел полезных ископаемых пласто- и плащеобразная, гнездовая, линзовидная, что зависит целиком от среды осадкообразования. Мощность и протяженность их различны. Типичными представителями являются месторождения гравия, песка и глины.

Месторождения гравия по условиям образования разделяются на пролювиальные, аллювиальные, гляциальные, прибрежные озерные и морские. Они могут быть как современными, так и древними. Наибольший промышленный интерес представляют рыхлые гравийные отложения современных месторождений.

Месторождения песка имеют самое различное происхождение. Наибольшее практическое значение имеют аллювиальные, озерные и морские месторождения. Среди последних выделяют платформенные и геосинклинальные месторождения. Для практического использования более пригодны рыхлые пески современных месторождений. По составу пески делятся на мономинеральные и полиминеральные. Среди мономинеральных более распространены пески кварцевые, реже встречаются полевошпатовые. В разрезе многих месторождений наблюдается чередование разновидностей песков различного состава; высокосортные пески образуют линзы и относительно маломощные слои (рис. 18). Разрабатываются месторождения песков различного возраста и происхождения: четвертичные и палеоген-неогеновые (Украина); юрские (Люберец-

кое); меловые (Скопинское); нижнекаменноугольные (Подмосковье); девонские (Ленинградская область).

Месторождения глин по условиям образования делятся на делювиальные, аллювиальные, озерные, морские, гляциальные, эоловые. Главными породообразующими минералами яв-

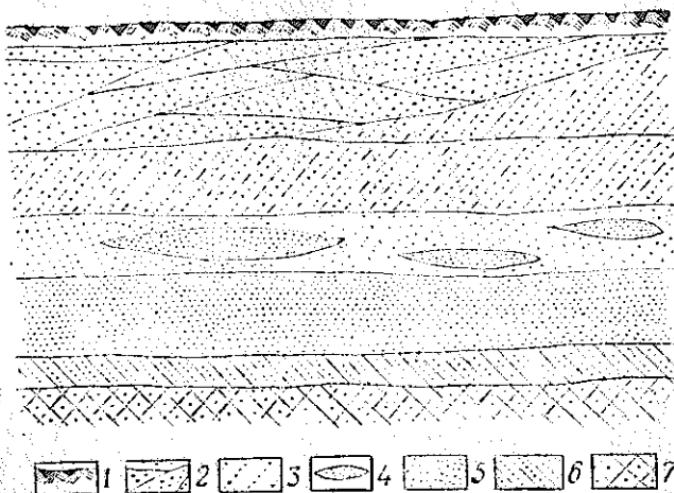


Рис. 18. Разрез Люберецкого месторождения стекольных песков (по М. В. Муратову):

1 — почва; 2 — древесаллювиальные; 3 — белые слегка окрашенные; 4 — светлые с линзами чисто белых; 5 — высокосортные белые; 6 — бежелезненные; 7 — глаукоитовые

ляются каолинит, галлуацит, монтмориллонит, пирофиллит, гидрослюды, реликтовые минералы первичных пород (кварц, полевые шпаты). Глины, содержащие 50—60% песчаной фракции, называются суглинками, а более 80% — супесями.

Делювиальные и аллювиальные месторождения глинистых пород обычно непостоянны по минеральному составу, часто содержат значительные примеси органического вещества. Качество глин низкое, и запасы невелики. Морские месторождения глин формировались в отложениях всех систем, включая кембрий. Форма залежей — пласти и пластообразные залежи, имеющие широкое площадное распространение. Мощность изменяется в широких пределах. Глины морских месторождений плохо отсортированы. Озерные месторождения при мощности от 3—6 до 15 м образуют залежи площадью в тысячи — сотни тысяч квадратных метров. Форма тел линзообразная и пластовая. Глины озерных месторождений хорошо отсортированы и относятся к огнеупорным (Часовьярское на Украине) и вторичным каолинам.

## Химические осадочные месторождения

Месторождения этого класса формируются из истинных или коллоидных растворов. Из истинных растворов и лагунах и солеродных морских бассейнах в условиях аридного климата образуются месторождения минеральных солей, гипса, ангидрита, боратов, барита. Формирование этих отложений происходит только при очень высокой концентрации солей в растворах. Из коллоидных растворов в болотах, озерах и морских бассейнах образуются месторождения руд железа, марганца, алюминия, некоторых цветных и редких металлов.

Месторождения минеральных солей состоят из хлоридов и сульфатов натрия, калия, магния, кальция, с примесью бромидов, иодидов, боратов. Главным минералом большинства месторождений является галит. Постоянно присутствуют гипс и ангидрит. По условиям образования месторождения минеральных солей разделяются на современные соляные бассейны, соляные подземные воды, ископаемые соляные месторождения.

Современные морские соленосные бассейны возникают вследствие колебательных движений земной коры. При опускании пониженных прибрежных участков происходило их заполнение морской водой и интенсивное засолонение при выпаривании в условиях жаркого климата. Такие соленосные бассейны известны на побережье Черного моря в Крыму (Данузлав), Азовского моря (Сиваш), Каспийского моря (Кара-Богаз-Гол), Аральского моря (Джаксыклич). Континентальные соляные озера возникают в бессточных котловинах аридных областей при выпаривании поступающих в них поверхностных и подземных вод. Такие озера известны в Западной Сибири, Казахстане, за рубежом — в Монголии, Иране, Восточной Африке, Австралии.

Ископаемые залежи минеральных солей формировались в прошлые геологические эпохи в условиях аридного климата при испарении морской воды в изолированных лагунах. Накопление галогенных осадков мощностью в сотни метров и образование мощных соляных месторождений обеспечивались особыми геологическими и структурно-тектоническими условиями.

Наиболее благоприятны для формирования соляных месторождений краевые прогибы и синеклизы платформ.

Все известные крупные месторождения приурочены именно к этим структурным элементам земной коры. Они известны в краевых прогибах: Предуральском, Предкарпатском, Закарпатском, Донецком, Предиринейском, Предатласском; в синеклизы: Прикаспийской, Днепровско-Донецкой, Московской, Апгаро-Ленской, Вилойской, Польско-Германской, Северо-Германской, Внутриамериканской. Крупными месторож-

дениями калийных солей являются Верхнекамское (Урал), Старобинское (Белоруссия), Калуш и Стебник (Западная Украина), Страсфуртское (ГДР); камениной соли — Славяно-Артемовское (Донбасс), Илецкое (Оренбургская область).

Осадочные месторождения руд металлов формируются из суспензий и коллоидных растворов на дне водных бассейнов (речных, озерных, морских); образуются за счет продуктов континентальной коры выветривания. Перенос соединений этих металлов осуществляется реками и грунтовыми водами в форме тонких взвесей, коллоидных и истинных растворов. Отложение соединений происходит в прибрежной зоне озер и морей под воздействием растворенных в водах электролитов, которые коагулируют коллоиды и переводят их в осадок.

В связи с различной геохимической подвижностью металлов происходит их дифференциация в процессе отложения. Бокситы накапливаются ближе к берегу. В верхней части шельфа отлагаются железные руды, а в нижней части шельфа — марганцевые руды. Дифференциация происходит и в пределах руд одного металла. Она выражается в изменении минерального состава руд в направлении от берега в глубь водоема. В этом направлении в залежах марганцевых руд происходит последовательная смена четырехвалентных соединений трехвалентными, а затем двухвалентными. В залежах железных руд в том же направлении происходит переход от оксидов к карбонатам, а затем к силикатам.

Месторождения железных руд имеют форму пластов, вытянутых линз, пластообразных залежей и гнезд. Протяженность рудных тел — десятки-сотни километров при ширине в несколько километров; мощность — десятки метров. В состав руд входят оксиды и гидроксиды железа (лимонит, гидрогётит, гётит, гематит), карбонаты (сидерит) и железистые силикаты — хлориты (шамозит, тюрингит). Кроме того, руды содержат минералы марганца, кварц, халцедон, кальцит, барит, гипс, глинистые минералы. Текстуры руд оолитовые. Вмещающими породами являются песчано-глинистые морские и континентальные отложения. Крупные осадочные железорудные месторождения расположены в Крыму (Керченский бассейн), Казахстане (Аятское); за рубежом — в США, Канаде, Южной Африке.

Месторождения марганцевых руд имеют форму пластов, пластообразных и линзовидных залежей. Размеры их по протяженности несколько километров, ширина рудных тел — сотни метров, мощностью 10—20 м. В минеральном составе руд основную роль играют оксиды и гидроксиды марганца (пиролюзит, псиломелан, мanganит), карбонаты (родохрозит, мanganкальцит) и силикаты марганца (родонит, марганцевые гранаты). В рудах, в тех или иных количествах, присутствуют

лимонит, глинистые минералы, опал, пирит, марказит, барит. Текстуры руд конкреционные, оолитовые, пористые, сажистые.

По структурно-геологическому положению осадочные месторождения марганца делят на прибрежно-морские платформенные (Никопольское на Украине, Чиатурское в Грузии) и субплатформенные (Успенское в Кузнецком Алатау), а также геосинклинальные (Малый Хинган, Южный Урал). Первые из перечисленных типов являются наиболее крупными по масштабам. Они залегают среди кремнистых, песчано-глинистых и карбонатных пород. Рудные тела характеризуются почти горизонтальным залеганием, выдержанной мощностью и равномерным составом руд. Примеры месторождений: Чиатура (Грузия), Никопольское и Большетокмакское (Украина), Мондана (Габон), а также месторождения Италии, Испании, КНР, США.

Современные месторождения конкреционных железо-марганцевых руд обладают запасами сырья, во много раз превышающими запасы руд всех ученых месторождений суши. Кроме того, эти запасы постоянно возобновляются. Руды состоят из оксидов и гидроксидов марганца и железа, хальцедона, хлорита, глинистых минералов. Помимо марганца (в среднем 20%) и железа (в среднем 16%), руды содержат промышленные концентрации никеля (0,6%), кобальта (0,33%), меди (0,35%), свинца, цинка и серебра. Значительные площади развития конкреционных руд имеются в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах.

Осадочные бокситовые месторождения разделяются на платформенные и геосинклинальные. Залежи имеют форму пластов, линз, гнезд и лентовидную. Они имеют мощность от нескольких метров до первых десятков метров, при площади развития несколько квадратных километров. Характерна приуроченность залежей к песчано-глинистым и карбонатным отложениям. Нижний контакт рудных тел обычно неровный, обусловленный заполнением бокситами карстовых полостей в контактирующих с рудами известняках. Руды состоят из бемита, диаспора и гиббсита, гидроксидов железа, кремнезема, глинистых минералов. Текстуры руд массивные, оолитовые, бобовые, брекчевые, пористые, рыхлые. Месторождения рассматриваемого типа расположены на Урале (СУБР и ЮУБР), в Ленинградской области (Тихвинское), Карелии (Онежское); за рубежом — во Франции, Греции, Югославии, Венгрии.

### Биохимические осадочные месторождения

Образование биохимических осадков обусловлено способностью некоторых животных и растительных организмов концентрировать при жизнедеятельности большие количества

тех или иных химических элементов. Поэтому в некоторых морских организмах содержание элементов во много раз выше кларкового. Так, например, содержание фтора, бора, калия и серы в организмах может быть выше в десятки раз; содержание брома, стронция, железа, мышьяка и серебра выше в сотни раз; содержание кремния и фосфора выше в тысячи раз; содержания меди и йода выше в десятки тысяч раз; содержание цинка и марганца выше в сотни тысяч раз. Кроме того, некоторые организмы концентрируют редкие и рассеянные элементы. Так, например, в золе углей по сравнению с литосферой содержание германия выше в 70—120 раз, бериллия в 30—150 раз, кобальта в 30 раз, скандия в 10—20 раз, молибдена в 13 раз, галлия в 7—10 раз, олова в 4 раза.

Биохимическое осадочное происхождение имеют месторождения известняков, доломитов, мергелей, диатомитов, фосфоритов, урана, ванадия, серы, а также твердых, жидких и газообразных каустобиолитов.

Месторождения фосфоритов сложены скоплениями сложного химического соединения фосфорнокислого, фтористого и углекислого кальция. Совместно с фосфоритом присутствуют кальцит, глауконит, реже хлорит, сидерит, гётит, каолинит. Фосфор,носимый в морские водоемы, осваивается животными и растительными организмами. Концентрация его в костях, панцирях, ткани и крови морских организмов достигает значительных размеров. Скопления фосфоритов образуются биологическим и биохимическим способами.

В первом случае в результате массовой гибели морских организмов возникают скопления их остатков на дне моря. Сначала происходит разложение органического вещества с образованием углекислого аммония и фосфорнокислого кальция. Затем их взаимодействие приводит к выделению фосфорнокислого аммония. Последний реагирует с известковистыми раковинами и образует фосфорит.

Согласно биохимической схеме, фосфор, приносимый в моря реками, в поверхностных слоях (до глубины 50 м) интенсивно поглощается организмами, и здесь его содержание очень низкое. На глубине от 350 до 1000 м происходит массовое разложение отмерших организмов, выделение фосфорного ангидрита и поглощение его морской водой, насыщенной углекислым газом. Когда глубинные воды, насыщенные фосфором и углекислым газом, вследствие восходящих течений поднимаются к приповерхностной зоне шельфа, парциальное давление углекислого газа снижается, и на глубине 100—150 м происходит выпадение фосфата.

Фосфоритовые месторождения разделяют на геосинклинальные и платформенные. Первые приурочены к узким прогибам шельфа. Фосфоритовые залежи обычно имеют пласто-

вую форму и значительные размеры (протяженность до 100 км при ширине 40—50 км). Текстуры руд массивные.

Платформенные месторождения приурочены к синеклизам. Они менее значительны по размерам. Руды по текстурам желваковые или вкрапленные (рассеянный фосфорит). По составу они разделяются на глинистые и песчано-глинистые с рассеянным фосфоритом. Типичный разрез платформенного месторождения фосфоритов Русской платформы представлен на

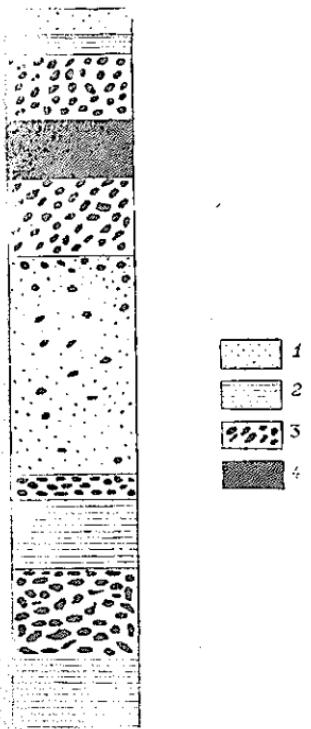


Рис. 19. Схема строения Егорьевского месторождения фосфоритов:

1 — пески; 2 — глины; 3 — фосфорит конкремионный; 4 — фосфорит массивный

или серных анаэробных бактерий. Сера оседает на дно, где смешивается с кальцитом, гипсом и другими осадочными образованиями.

Месторождения, образовавшиеся таким образом, сложены переслаивающимися карбонатными и гипсовыми породами; руды являются карбонатными. Залежи имеют пластовую форму и распространены на значительной площади. Такие место-

рис. 19. Маломощные (15—50 см) слои рассеянного и желвакового фосфорита в разрезе перемежаются с песками и глинами. Отмечается так называемая фосфоритовая плита (мощность 30—40 см), образованная плотным и крепким почти массивным фосфоритом.

В СССР известны такие месторождения фосфоритов, как Карагандинское (Казахстан), Егорьевское (Подмосковье), Щигровское (Курская область), Кингисеппское (Ленинградская область), Маарду (Эстония). За рубежом крупные месторождения расположены в Алжире, Тунисе, Марокко, Египте, США, Перу, Венесуэле.

Месторождения серы биохимического происхождения образуются вследствие деятельности так называемых анаэробных бактерий, живущих в бескислородной среде. Эти бактерии разлагают органические вещества и сульфат кальция с образованием сероводорода и карбоната кальция. Сероводород в верхней части водоема окисляется до самородной серы под действием кислорода

рождения называются сингенетическими. Их примеры: месторождения Среднего Поволжья и Предкарпатья.

Энгениетические месторождения самородной серы возникают биохимическим путем в разных по составу трещиноватых и пористых породах, насыщенных подземными сульфатными водами и содержащих органическое вещество. Под воздействием бактерий сульфатные воды, возникшие за счет гипс-ангиридов пород, обогащаются сероводородом. Окисление последнего до самородной серы происходит при выходе сероводородных вод на поверхность или их смешении с поверхностными кислородными водами в трещинных зонах. Формы рудных тел энгениетических месторождений — линзы, гнезда, штокообразные или неправильной формы. Типичными примерами месторождений этого типа являются Шорсу и Гаурдак (Средняя Азия).

## МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### Условия образования

Процессы метаморфизма заключаются в преобразовании геологических тел под воздействием температуры, давления, газовых и жидкых растворов. Эти изменения влияют на условия залегания и морфологию тел полезных ископаемых, структуры и текстуры, на минеральный и химический состав пород и полезных ископаемых.

При процессах метаморфизма в наибольшей степени изменяются минеральный состав и химический состав полезных ископаемых и пород и их физические свойства. Устойчивые в экзогенных условиях коллоидные гидраты и богатые водой соединения в процессе метаморфизма, теряя воду, превращаются в безводные или бедные водой минералы. При метаморфизме минеральные компоненты стремятся перейти в минералы с уменьшенным объемом и повышенной плотностью.

В процессах метаморфизма гидроксиды железа преобразуются в магнетит или гематит; вместо пиролюзита и мanganита образуется браунит; боксит превращается в коруид, опал — в кварц, фосфорит — в апатит; органическое вещество графитизируется. Глинистые сланцы при метаморфизме превращаются в гранат-слюдистые сланцы. Образующиеся в процессах метаморфизма минералы (магнетит, гематит, браунит, коруид, кварц, графит, гранат) устойчивы в новых физико-химических условиях. В то же время известно много минералов (серы, гипс, алунит, малахит, гидроксиды железа), которые устойчивы в экзогенных условиях, но не сохраняются при метаморфизме.

С процессами метаморфизма связаны существенные изменения структурно-текстурных характеристик полезных ископаемых и вмещающих пород. Структура минеральной массы приобретает черты, свойственные метаморфическим комплексам. Возникают гранобластические, порфиробластические, роговиковые, пластинчатые, листоватые, волокнистые и спироидные структуры. Текстура отличается развитием катаклаза и сланцеватости. Характерно полосчатое, сланцеватое, плойчатое, очковое и лучистое строение. Метаколлоидные текстуры преобразуются в кристаллические.

Форма тел полезных ископаемых уплощается. Преобладают пластиообразные, лизовидные, ленто- и жилообразные залежи сплошных и вкрапленных руд. Размеры тел часто весьма крупные — десятки километров по протяженности и ширине при мощности в десятки и даже сотни метров.

Метаморфогенные месторождения разделяются на метаморфизованные и метаморфические. Метаморфизованными называются месторождения, возникшие в процессах регионального и термального контактового метаморфизма за счет ранее существовавших месторождений полезных ископаемых, которые приобрели вместе с окружающими их породами метаморфические признаки в форме, составе и строении тел полезных ископаемых, но не изменились основные физико-химические свойства и промышленное применение минерального сырья.

Метаморфические месторождения возникли вновь в процессе метаморфизма горных пород, не представляющих до того промышленной ценности, за счет перегруппировки минерального вещества.

### Метаморфизованные месторождения

Месторождения этой группы возникают при метаморфизме первичных осадочных бурожелезняковых или марганцевых месторождений, постмагматических месторождений черных и цветных металлов, залежей угля и некоторых неметаллических ископаемых. В процессах метаморфизма при превращении гидроксидов металлов в оксиды, как правило, содержание ценных компонентов в рудах увеличивается. Содержание вредных элементов — фосфора, серы, мышьяка и других — уменьшается. Обычно качество железных и марганцевых руд в результате метаморфизма значительно улучшается. Метаморфизм сопровождается гидротермально-метасоматическими процессами, поэтому часто в общей массе рядовых руд наблюдаются штокообразные тела переотложенных богатых руд.

В классе регионально-метаморфизованных месторождений выделяются месторождения железистых кварцитов (КМА,

Кривой Рог, Оленегорск, Малый Хинган); марганцеворудных (Усинское в Западной Сибири, Джезды и Атасу в Казахстане, Индия, Бразилия, Африка, Австралия); свинцово-цинковых (Сулливан в Канаде, Брокен Хилл в Австралии); урансодержащих золотоносных конгломератов (Витватерсраид в Южной Африке, Блонд Ривер в Канаде, Бразилия, Австралия, Финляндия).

К контактово-метаморфизованным относятся месторождения железорудные (Балегинское в Забайкалье, Южноякутское, Мансье в Швеции, Мезаби в США); графитовые (Курейское в Восточной Сибири, Боевское и Брединское на Урале, в Мексике, Южной Корее); корунд-наждаковые (Урал, Хакасия); апатитовые (Каратая в Казахстане).

Месторождения железистых кварцитов (а также тектонитов и итабиритов) широко распространены в докембрийских и частично нижнепалеозойских метаморфических породах фундамента всех древних платформ. Их состав определяется чередованием тонких прослоек кварца с гематитом и магнетитом в ассоциации со слюдяными, амфиболовыми и хлоритовыми сланцами. Продуктивная железорудная свита сложена магнетит-мартиловыми роговиками, джеспилитами, хлоритовыми, биотитовыми и амфиболовыми сланцами. Мощность свиты в Криворожском бассейне около 1300 м; в ее полном разрезе насчитывается семь железистых и семь сланцевых горизонтов. Бедные железистые кварциты включают пластовые, линзо-, лентовидные и столбообразные залежи богатых руд, образовавшиеся при эпигенетическом переотложении первичного рудного вещества.

Контактово-метаморфизованные графитовые месторождения образуются в ореоле теплового воздействия интрузий, рвущих пласти каменного угля. Графитовые залежи, образовавшиеся по пластам угля, имеют форму пологозалегающих линз, пластов и пластообразных тел. Они залегают среди ороговикованных песчаников, кварцитов, графитовых сланцев и других метаморфических пород. Пласти графита нередко контактируют с магматическими образованиями, обусловившими широметаморфизм углей (рис. 20). Характерные текстуры — массивные скрытокристаллические и сланцеватые.

### Метаморфические месторождения

Месторождения этой группы образовались вновь за счет горных пород, которые до преобразований практического интереса не представляли. Минеральное вещество полезного ископаемого возникло вследствие перекристаллизации, субильтальной кристаллизации и перегруппировки компонентов с участием соединений, но без привноса вещества из-за пределов рудовмещающих толщ пород.

Типичными метаморфическими образованиями являются месторождения мраморов (Урал, Кавказ, Алтай), возникшие при метаморфизме известняков, месторождения кварцитов (Карелия, Урал), образовавшиеся при изменении песчаников, месторождения кровельных сланцев (Северный Кавказ, Урал), которые сформировались при метаморфизме глинистых сланцев.

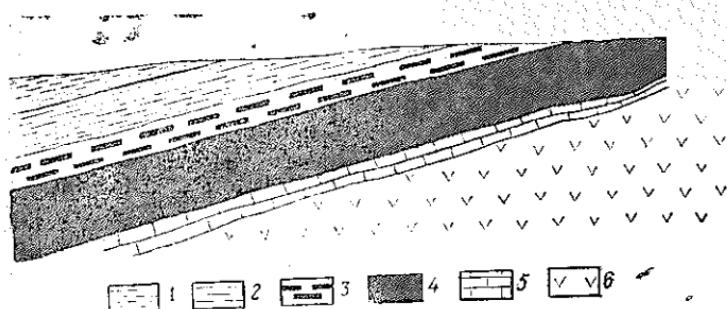


Рис. 20. Схематический разрез Курейского месторождения графита (по С. В. Обручеву):

1 — песчаники верхнекаменноугольного возраста; 2 — сланцы и кварциты; 3 — графитовые сланцы; 4 — графит, образовавшийся по пласту угля; 5 — карбонатные породы; 6 — диабазовые траппы

При региональном метаморфизме осадочных бокситов или бокситоподобных глин с участием гидротермальных процессов образовались метаморфические месторождения наядака (Урал, Западная Сибирь). За счет глинистых сланцев при метаморфизме возникли месторождения высокоглиноземистого сырья — дистен-силлиманит-андалузитовые, — используемого в производстве оgneупоров и глинозема. Примерами таких месторождений являются Кейвское (Кольский полуостров), Кяхтинское (Бурятия).

К метаморфическим относят также месторождения графита (Старокрымское и Завальевское на Украине, Малый Хинган, о. Мадагаскар, США), образовавшиеся при глубоком региональном метаморфизме глинистых пород, содержащих органическое вещество в рассеянном состоянии. Некоторые месторождения талька (Киргитейское в Сибири) сформировались при метаморфизме доломитовых толщ.

Типично метаморфическими являются так называемые альпийские жилы — выполнение трещин минеральным веществом, возникшем при метаморфизме. Их особенностью является сходство минерального состава с составом вмещающих пород. Так, в глинисто-доломитовых породах возникают жилы амфибол-асбеста, а в толщах кварцита — горного хрусталия. Названные ассоциации иногда образуют промышленные месторождения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. — М., Недра, 1979.
2. Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых/В. Ф. Дыбков, А. Е. Калякин, В. Д. Никитин и др. — М., Недра, 1979.
3. Курс месторождений твердых полезных ископаемых/П. М. Татаринов, А. Е. Калякин, А. С. Голиков и др. — Л., Недра, 1975.
4. Курс рудных месторождений/В. И. Смирнов, А. И. Гинсбург, В. М. Григорьев и др. — М., Недра, 1981.
5. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. 4-е изд. — М., Недра, 1982.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
Краткий исторический очерк . . . . .	4
Значение учения о полезных ископаемых . . . . .	7
Содержание и структура дисциплины . . . . .	8
Общие сведения о полезных ископаемых . . . . .	9
Основные понятия и определения . . . . .	9
Площади распространения полезных ископаемых . . . . .	12
Геологические факторы, определяющие условия образования и размещения месторождений . . . . .	13
Формы и условия залегания тел полезных ископаемых . . . . .	15
Вещественный состав полезных ископаемых . . . . .	21
Текстуры и структуры полезных ископаемых . . . . .	23
Методы изучения полезных ископаемых . . . . .	27
Генетическая классификация месторождений . . . . .	28
Собственно магматические месторождения . . . . .	30
Условия образования . . . . .	30
Ликвационные месторождения . . . . .	32
Раннемагматические месторождения . . . . .	34
Позднемагматические месторождения . . . . .	35
Пегматитовые месторождения . . . . .	36
Условия образования . . . . .	36
Простые пегматиты . . . . .	38
Перекристаллизованные пегматиты . . . . .	38
Метасоматически замещенные пегматиты . . . . .	39
Десилицированные пегматиты . . . . .	39
Карбонатитовые месторождения . . . . .	39
Альбитит-гнейзеновые месторождения . . . . .	41
Скарновые месторождения . . . . .	42
Условия образования . . . . .	42
Известковые скарны . . . . .	45
Магнезиальные скарны . . . . .	46
Силикатные скарны . . . . .	47
Гидротермальные месторождения . . . . .	47
Условия образования . . . . .	47
Плутоногенные месторождения . . . . .	50
Вулканогенные месторождения . . . . .	53
Колчеданные месторождения . . . . .	55
Стратиформные месторождения . . . . .	56
Россыпные месторождения . . . . .	58
Месторождения выветривания . . . . .	62
Условия образования . . . . .	62
Остаточные месторождения . . . . .	65
Инфильтрационные месторождения . . . . .	67
Изменения месторождений полезных ископаемых при выветривании . . . . .	68
Осадочные месторождения . . . . .	72

Условия образования	72
Механические осадочные месторождения	74
Химические осадочные месторождения	76
Биохимические осадочные месторождения	78
Метаморфогенные месторождения	81
Условия образования	81
Метаморфизованные месторождения	82
Метаморфические месторождения	83
Литература	85

Темплан 1984 г., поз. 50

Вадим Викторович Ершов

Галина Борисовна Попова

**Формирование геологических условий разработки месторождений  
полезных ископаемых**

Сдано в набор 30/IV 1985 г. Л 72063 Подписано в печать 1/II 1985 г.

Формат 60×90/16 Печать высокая Бумага типографская

Уч.-изд. л. 5,5 Тираж 1000 экз. Заказ № 723 Цена 40 коп.

Типография Московского ордена Трудового Красного Знамени горного института.  
Ленинский проспект, 6