

Ф.И. Вольфсон
Е.М. Некрасов

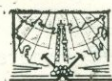
**ОСНОВЫ
ОБРАЗОВАНИЯ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Ф. И. Вольфсон
Е. М. Некрасов

ОСНОВЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ, ПЕРЕРЕБОТАННОЕ
И ДОПОЛНЕННОЕ

4632



МОСКВА "НЕДРА" 1986



Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Основы образования рудных месторождений. 2-е изд. перераб. и доп. — М.: Недра, 1986 — 205 с., ил.

Рассмотрены условия рудообразования месторождений различных генетических групп. По каждой группе приведены примеры месторождений СССР и зарубежных стран. Второе издание (1-е издание — 1978 г.) существенно переработано и дополнено. Большое внимание уделено новым материалам по теории рудообразования, в частности, связи оруденения с магматизмом, глубине формирования и вертикальному размаху рудных тел, особенностям локализации оруденения в породах фундамента и чехла, гидродинамике рудоносных растворов, океанологическим исследованиям. Показана роль советских геологов в развитии учения о рудных месторождениях.

Для инженерно-технических работников геологической службы, работающих в геологоразведочных партиях и на рудниках.

Табл. 4, ил. 80, список лит. — 33 назв.

Рецензент: *М. П. Исаенко*, д-р геол.-минер. наук (Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга представляет собой второе дополненное и существенно переработанное издание, в котором учтены последние достижения передовой геологической советской и зарубежной науки. Как и в первом издании, приводимые сведения излагаются в книге таким образом, что они постепенно развивают и дополняют материал предыдущих глав.

Освещаются вопросы условий рудообразования, включая и общие представления о главных геологических структурах континентов и Мирового океана, локализирующих руды различных металлов. Поэтому в первых главах книги даются современные представления о минералах, рудах и породах, о строении Земли, континентальных и океанических плит. Анализируются и обобщаются сведения, касающиеся морфологии и строения складчатых и трещинных нарушений, особенно рудовмещающих и рудоконтролирующих элементов структуры. Иногда эти функции выполняют магматические тела, морфология которых также разбирается.

Основная часть книги посвящена современным взглядам на образование мантийных и магматических источников металлов, а также источников руд метаморфогенного и экзогенного происхождения. Последовательно рассматриваются пути и условия образования месторождений различных групп и типов с конкретными примерами.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ

Руды месторождений полезных ископаемых представляют собой скопления различных минералов, в том числе содержащих компоненты, полезные или необходимые для человека и используемые им в повседневной жизни. Руды, как правило, заключены в горных породах. Поэтому, чтобы уяснить, что такое руда, необходимо рассмотреть такие понятия, как минерал и порода. Современные представления о строении континентов, океанического дна и их главных геотектонических построек также излагаются в настоящей главе.

МИНЕРАЛЫ

Минерал — это кристаллическое вещество неорганического происхождения, продукт природной физико-химической реакции, характеризующийся присущими только ему химическим составом и физическими свойствами. Встречающиеся в природе кристаллы имеют самую различную величину — от нескольких метров в длину, массой 20—30 т до размеров мельчайших коллоидно-дисперсных частиц, наблюдаемых лишь под электронным микроскопом. Руды сложены преимущественно кристаллами, имеющими размер от долей до нескольких миллиметров. Особенно они эффективны в рудных жилах с щелевидными пустотами.

Минерал — это химическое соединение, которое подчиняется закону постоянства состава и может быть выражено химической формулой. К настоящему времени установлено около 3000 минералов. Однако в земной коре преобладает не более 150—200 их видов. Остальные обнаруживаются редко, а некоторые — буквально в одном-двух пунктах земного шара. Дело в том, что элементы, слагающие минералы, распределены в земной коре крайне неравномерно. Примерно 98,5 % массы верхней части Земли состоит из восьми элементов — кислорода (46,6 %), кремния (27,7 %), алюминия (8,1 %), железа (5 %), кальция (3,6 %), натрия (2,8 %), калия (2,6 %) и магния (2,1 %). Эти восемь элементов, находясь в различных сочетаниях, образуют все широко распространенные минералы. Нетрудно заметить, что среди перечисленных элементов нет многих металлов, широко применяемых в технике, таких, как Cu, Pb, Zn, Ni, Sn, Ti, V, W, Mo, U, Th, и многих других. Руды их в природе распространены ограниченно, и обнаружение их требует глубоких знаний в различных областях геологии.

Минералы по своим свойствам отличаются друг от друга. Для каждого из них характерны определенные плотность, цвет и блеск, форма выделения в природе и форма кристаллов, особенности их штриховки, твердость, хрупкость, ковкость и электропроводность, иногда специфический запах их пыли, показатель преломления, плеохроизм и отражение, а также другие свойства, которые подробно излагаются в различных минералогических учебниках, пособиях, справочниках и словарях.

В полевой практике при определении минералов главная роль отводится зрительной памяти геолога на определенный минерал и его агрегаты. Важное место в диагностике минералов занимает определение их твердости, блеска, спайности, излома. Подобран ряд минералов — эталонов твердости (шкала Мооса): 1 — тальк $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$, 2 — гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, 3 — кальцит $CaCO_3$, 4 — флюорит CaF_2 , 5 — апатит $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl)$, 6 — ортоклаз $KAlSi_3O_8$, 7 — кварц SiO_2 , 8 — топаз $Al_2SiO_4(F, OH)_2$, 9 — корунд Al_2O_3 , 10 — алмаз C.

Породообразующие, жильные и рудные минералы. В природе преобладают минералы, слагающие горные породы. Они получили название *породообразующих*. К ним относятся кварц и многочисленные силикаты и алюмосиликаты, в том числе главные: плагиоклазы, ортоклаз и микроклин, нефелин, пироксены, роговая обманка, слюды — мусковит, серицит и биотит, хлорит. Некоторые из породообразующих минералов (в первую очередь слюды, кварц) в случае повышенной концентрации имеют промышленное значение и используются в технике, но металлы из них не извлекаются. Нефелин в некоторых странах применяют при производстве алюминия.

В рудах различных металлов развиты минералы, называемые жильными и рудными. *Рудные минералы* представляют собой соединения, в состав которых входят катионы металлов, используемых в промышленности. Кроме того, в последнее время к рудным минералам с определенной долей условности относят некоторые фосфаты и силикаты, например апатит, минералы группы асбестов, тальк и некоторые другие, нашедшие широкое применение в народном хозяйстве. Встречающиеся совместно с рудными минералами кварц, карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит, родохрозит и др.), барит, хлорит, серицит, некоторые силикаты и алюмосиликаты носят название *жильных минералов*.

В настоящее время выделяют восемь классов рудных минералов [9]: 1) самородные металлы и полуметаллы; 2) оксиды и гидроксиды (окислы и гидроокислы); 3) сульфиды и сульфосоли; 4) арсениды, теллуриды и селениды; 5) бораты; 6) карбонаты; 7) вольфраматы и молибдаты; 8) сульфаты.

В классе самородных металлов и полуметаллов руды представлены следующими минералами: Au, Pt и платиноидами, Ag, Cu, Hg. Среди оксидов и гидроксидов в крупных промышленных скоплениях встречаются минералы Fe — магнетит, гематит, гётит, U — уранинит, Ti — титаномагнетит, рутил, ильменит, перовскит,

Sn — касситерит, Mn — пиролюзит, псиломелан, манганит, браунит, Cr — хромит, Nb и Ta — колумбит, танталит, пироклор, Se — лопарит, Al — гиббсит, диаспор, бёмит, которые залегают совместно, образуя глиноземсодержащую (Al_2O_3) породу — боксит.

Как источники цветных металлов наиболее важны минералы, входящие в класс сульфидов и сульфоселей. Минералы этого класса образуют следующие руды: Cu — халькопирит, борнит, энаргит, теннантит и тетраэдрит (или блеклая руда), халькозин, ковеллин, Pb — галенит, буланжерит, джемсонит, Zn — сфалерит, Ni — пентландит, Sn — станнин, Co — кобальтин, Ag — аргентит, прустит и пираргирит, Hg — киноварь и метациннобарит, Sb — антимонит, Bi — висмутин, Mo — молибденит.

В классе арсенидов, теллуридов и селенидов промышленные скопления слагают минералы: Au — сильванит, калаверит, Ni — никелин, лёллингит, сафлорит, Co и Ni — шмальтин и хлоантит.

Промышленные руды В образуют кальциевые бораты — минералы бура, колеманит, людвицит, борацит, в классе фосфатов, арсенатов и ванадатов — минералы TR и Се — ксенотим, монацит, минералы P — апатит, пироморфит, миметезит, V — деклуазит, ванадинит, Li — амблигонит.

В классе карбонатов промышленное значение имеют следующие минералы: Fe — сидерит, Mg — магнезит, Zn — смитсонит, Pb — церуссит, Се и TR — бастнезит и паризит.

Минералы класса вольфрамов и молибдатов — вольфрамит, гюбнерит, ферберит и шеелит — являются полезными компонентами руд W, а класса сульфатов — целестин и англезит, образующие руды Sg и Pb.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы — это естественные агрегаты породообразующих минералов, слагающих Землю и планеты Солнечной системы. По механическим и физическим свойствам горные породы крайне разнообразны. Одни из них прочные, твердые и монолитные, другие — мягкие (глины) или ломкие (опока, аргиллит), третьи — рыхлые и сыпучие, например песок. Известны очень легкие породы, не тонущие в воде (пемзы). Однако в основной массе породы имеют плотность 2,5—3 г/см³. Некоторые из пород растворяются в воде, в частности ряд природных солей. Всего в природе известно около 350 видов горных пород различного состава и свойств. Происхождение их различно. Выделяют породы магматического, осадочного и метаморфического генезиса.

Магматические породы

Магматические породы образуются в результате раскристаллизации алюмосиликатных и силикатных магматических расплавов сложного состава, называемых *магмой*. Расплавы содержат

разнообразные ионизированные газы, включая водородные и гидроксильные компоненты воды.

Магма раскристаллизовывается либо на глубине, где она при медленном затвердевании превращается в зернистую кристаллическую породу, либо изливается на поверхность. Здесь магма быстро застывает и превращается в стекловатую породу. Иногда магма раскристаллизовывается неглубоко от поверхности. Нередко возникают породы, представляющие собой стекловатую массу с отчетливыми мелкими кристаллами отдельных минералов — порфировыми включениями.

Магму, излившуюся на поверхность, называют лавой. Лавы изливаются из жерл вулканов, а также из многокилометровых трещин, образующихся в земной коре. Наряду с жидкой лавой происходят выбросы глыб и камней, затвердевших кусков лавы, вулканических бомб, песка и пепла (частиц размером 0,1—0,01 мм и меньше). Уплотняясь, выброшенный вулканический материал слагает обломочные магматические породы — туфы, игнимбриты, туфобрекчи, вулканические брекчи и агломераты. В настоящее время существует озеро жидкой лавы с температурой около 1100 °С, заполняющее кратер вулкана Нирагонго (севернее оз. Киву, Заир). Все магматические породы, возникшие на поверхности Земли, называют вулканическими, или вулканитами, а остывшие лавы — эффузивными породами.

При раскристаллизации магмы на значительной глубине в земных недрах возникают плутонические (глубинные) породы, иначе называемые интрузивными. Среди них преобладают породы, состоящие из различных алюмосиликатов и силикатов К—Na, Na—Ca и Ca (полевых шпатов), в меньшей степени К, Mg и Fe (биотита, мусковита, пироксенов, амфиболов и других минералов). Во многих породах избыточная кремнекислота (кремнезем) выделяется в форме собственного минерала — кварца (SiO_2). Такие породы получили название кислых. Наоборот, породы, обогащенные окислами Ca, Mg, Fe (и соответственно их основаниями), называют ультраосновными (ультрамафитами) и основными.

Анализ состава родственных магматических пород (как вулканических, так и интрузивных) показал, что в них с ростом количества кремнекислоты увеличивается содержание щелочных металлов — К и Na и снижается концентрация щелочноземельных металлов, особенно Ca. Снижение содержания Fe и Mg сопровождается относительным возрастанием железистости, т. е. увеличением отношения Fe/Mg. Соответственно в породах, бедных SiO_2 , щелочноземельный металл Ca преобладает над щелочными металлами К и Na. Наоборот, в породах, богатых кремнекислотой, щелочные металлы значительно преобладают над Ca. Породы, отличающиеся высоким содержанием SiO_2 (>60 %), обычно содержат кварц, плагиоклазы, в которых Na резко преобладает над Ca, небольшое количество калиевых полевых шпатов. Уменьшение SiO_2 ведет к исчезновению плагиоклазов и кварца. Вместо

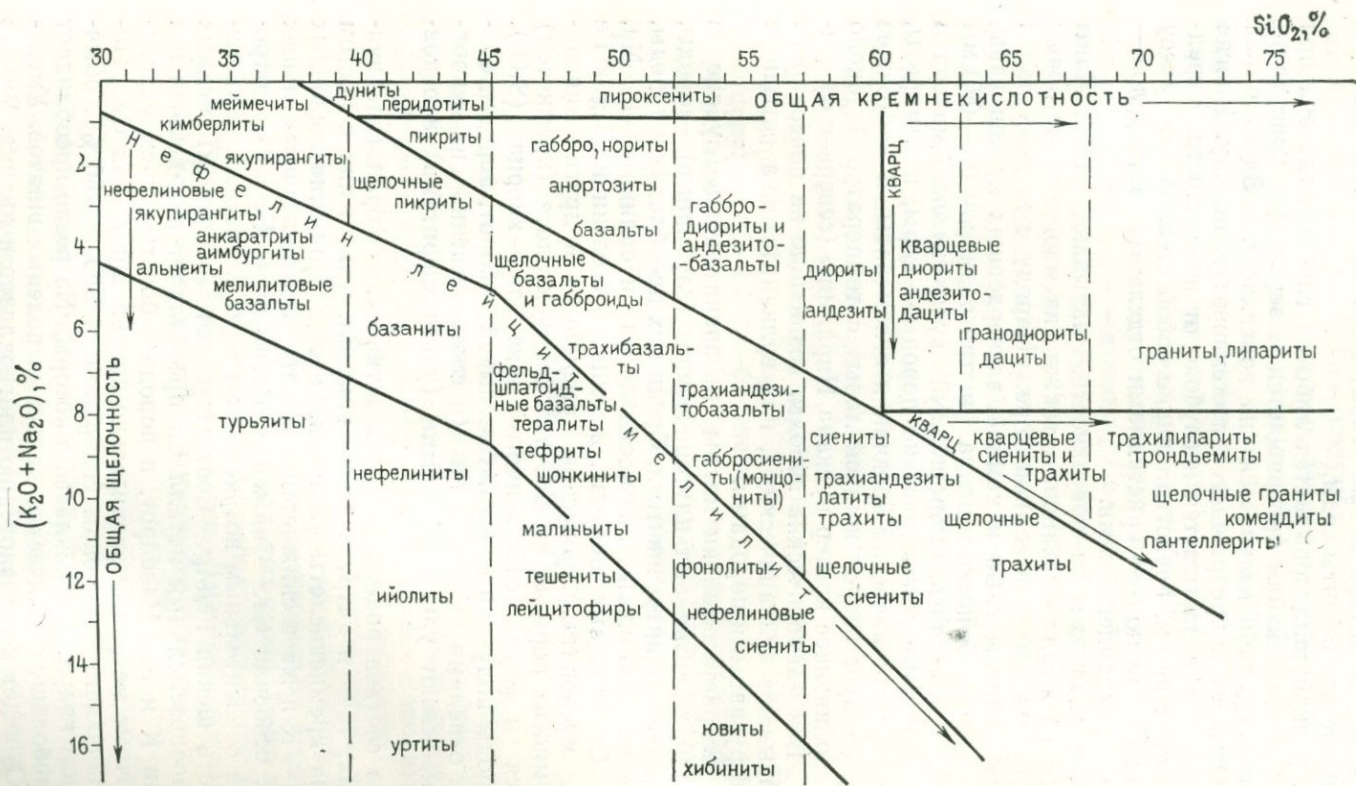


Рис. 1. Систематика эффузивных и интрузивных горных пород по содержанию в них кремнекислоты и щелочных металлов (по А. А. Маракушеву).

Стрелками показано увеличение количества некоторых типоморфных минералов и компонентов минералов

кварца, по мере уменьшения SiO_2 , возрастает роль его антагонистов — фельдшпатоидов (нефелин, лейцит и др.) и магнезиального оливина, т. е. минералов, недосыщенных кремнекислотой.

Закономерные соотношения в породах содержаний SiO_2 и щелочных металлов используют в настоящее время в качестве классификационных величин при составлении систематик горных пород. Наиболее распространенная систематика приведена на рис. 1. На диаграмме выделены четыре поля развития родственных пород вулканогенного и интрузивного типа [14]. Два верхних правых поля отражают развитие серий: *а* — щелочноземельных (от магнезиально-железистых до натрово-кальциевых полевошпатовых) пород и *б* — известково-щелочных (плагиоклазовых и калиево-полевошпатовых) пород или пород с повышенной щелочностью. В обе серии входят группы пород, изменяющиеся по степени кремнекислотности от ультрамафитов (ультраосновных) до кислых. Последние содержат избыток SiO_2 , выделившийся в виде минерала кварца.

Два нижних левых поля иллюстрируют серии бескварцевых щелочных пород, содержащих фельдшпатоидные минералы, недосыщенные SiO_2 , — нефелин, лейцит, мелилит, скаполит. Это серии: *в* — полевошпат-фельдшпатоидных и *г* — бесплагиоклазовых фельдшпатоидных пород.

Ниже, по А. А. Маракушеву [14], перечисляются основные группы серий пород, при этом для двух первых — в порядке возрастания кремнекислотности, т. е. от ультрамафитов к кислым разностям.

№ Группы вулканических пород

Группы интрузивных пород

А. Серия щелочноземельных пород

1	Коматииты, коматиитовые базальты	Дуниты, перидотиты
2	Пикриты	—
3	Базальты	Габбро, габбро-нориты, анортозиты, пироксениты
4	Андезитобазальты	Габбро-диориты, пироксениты
5	Андезиты	Диориты
6	Андезитодациты	Кварцевые диориты
7	Дациты	Гранодиориты
8	Липариты	Граниты

Б. Серия известково-щелочных пород

1	Кимберлиты и меймечиты	—
2	Щелочные пикриты	—
3	Щелочные базальты	Щелочные габброиды
4	Трахиандезитобазальты	Монзониты
5	Трахиты	Сиениты
6	Щелочные трахиты	Щелочные сиениты

В. Серия щелочных полевошпат-фельдшпатоидных пород

1	Лимбургиты	Плагиоклаз-нефелиновые якупирангиты
2	Базаниты	—
3	Тефриты	Тералиты
4	Фонолиты	Нефелиновые сиениты

1	—	Турьянты
2	Лейцититы	Ийолиты и нефелиниты
3	Лейцитифиры	Малиньиты
4	—	Хибиниты

Осадочные породы

Осадочные породы образуются на поверхности земли и на дне различных водоемов из осадков обломочного, химического и органогенного происхождения.

Обломочные породы состоят из обломков пород и минералов, возникающих механическим путем. На поверхности земли могут накапливаться породы как с очень крупными угловатыми обломками (в глубоких ущельях, каньонах и т. д.), так и с очень мелкими, легко переносимыми ветром (например, частицами лёсса). При быстром наступлении моря на сушу на дне его первоначально также откладываются угловатые обломки, заключенные в рыхлом и пропитанном водой песке. Обломки непрерывно измельчаются и окатываются. По мере того как осадок перекрывается другими образованиями, он постепенно обезвоживается, уплотняется, химически преобразуется, переходя в более устойчивые соединения, и постепенно превращается в породу.

Валуны и булыжники (в поперечнике > 300 мм и $100-300$ мм), а также галька и гравий (или угловатые обломки), достигающие в поперечнике от 10 до 100 мм и от 2 до 10 мм и заключенные в уплотнившемся песке, глине, известняковом или любом другом цементе, образуют конгломераты и осадочные брекчии. Песчинки (размером $0,1-2$ мм) и более мелкие частицы (алевритовые — $0,01-0,1$ мм, иловые — $0,01-0,001$ мм и менее), уплотняясь, слагают наиболее распространенные песчаник, алевролит и аргиллит. Некоторые из рек выносят взвеси и коллоидные частицы гидроксидов Fe, Mn, Al. Они откладываются вместе с песчинками и алеврито-илистыми частицами на дне моря, далеко от береговой линии, где возникают оксидные и силикатные руды железа и марганца, а также бокситы — руды алюминия.

Из *пород химического происхождения* более распространены известняки, сложенные одним минералом — кальцитом, меньше — доломиты, представленные одноименным минералом.

Из наиболее важных осадочных пород химического происхождения необходимо назвать фосфориты — карбонатные и карбонатно-кремнистые породы, обогащенные солями фосфорной кислоты (содержащие $12-40\%$ P_2O_5), а также эвапориты — различные природные соли, включая галит — NaCl, сильвин — KCl, гипс — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и др.

Некоторые известняки и даже кремнистые породы являются результатом накопления на дне водоемов скелетов отмерших морских организмов — кораллов, моллюсков, губок, радиолярий и т. д. Прекрасным примером *осадочной органогенной породы* слу-

жит писчий мел, состоящий из сцементированных ракушек фораминифер, состав которых соответствует CaCO_3 .

Метаморфические породы

Метаморфические породы возникают в результате преобразования (обычно перекристаллизации) осадочных и магматических пород. При этом одни минералы переходят в другие минеральные виды и, кроме того, возникают новые их разновидности. Такие преобразования происходят чаще на значительных и больших глубинах, превышающих 5 км, под влиянием горячих растворов. Воздействие нагрузки вышележащих пород обуславливает появление минералов с кристаллами удлиненной или пластинчатой формы, располагающимися перпендикулярно к направлению испытываемого давления. Кроме того, многие метаморфические породы расщеплены (рассланцованы) на характерные тонкие пластинки, иногда толщиной в доли и первые миллиметры.

Метаморфизм (преобразование) пород происходит постепенно. Региональный метаморфизм проявляется при сравнительно глубоком погружении породы и воздействии на нее горячих растворов, температуры и давления вышележащих образований. На относительно небольших глубинах или в условиях невысокой температуры первоначальные породы преобразуются слабо (в частности, минералы «теряют» связанную с ними молекулярную или «гидроксильную» воду) — испытывают метаморфизм низкой степени. При большем погружении, увеличении температуры или воздействии растворов (или под усилившимся влиянием всех этих факторов) порода изменяется настолько, что ее первоначальные облик и состав распознаются с большим трудом. Д. С. Коржинский [11] показал, что в каждый период метаморфизма (выделяемый условно) в изменяющейся породе возникает сообщество новых, одновременно существующих минералов (*ассоциация*). В следующий период она сменяется другой устойчивой ассоциацией. Таким образом, по составу их можно различать породы, испытавшие низкую степень (или «ступень»), а также среднюю и высокую степень метаморфизма (табл. 1).

В различных исходных породах возникающие ассоциации метаморфических минералов несколько отличаются друг от друга составом, особенно в породах, метаморфизованных в низкой или промежуточной степени. При этом обычно возникают так называемые «зеленые» сланцы, содержащие альбит и хлорит. Но в сланцах, образующихся из глин, обычно, кроме того, возникают кварц и кальцит, а в сланцах, формирующихся, например, из андезитовых лав, — эпидот, иногда актинолит и серицит — тонкочешуйчатая разновидность мусковита.

При интенсивном метаморфизме (высокой степени) возникает бесслудистая и безамфиболовая, бедная темноокрашенными минералами полосчатая порода — гранулит. Породы, претерпевшие интенсивный метаморфизм, никогда не содержат гидро-

Состав ассоциаций минералов, возникающих при региональном метаморфизме разной интенсивности

Степень метаморфизма	Минеральный состав ассоциации, образующий основную часть метаморфической породы	Характерные минералы, исчезающие при данной степени метаморфизма
Низкая	Хлорит, кальцит, кварц Кварц, альбит, мусковит, хлорит Мусковит, хлорит, актинолит	—
Промежуточная	Кварц, мусковит, биотит, ставролит, эпидот, роговая обманка	Хлорит
Средняя	Кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит, альмандин, силлиманит	Эпидот, мусковит
Высокая	Кварц, плагиоклаз, ортоклаз, силлиманит, пироксены, альмандин	Роговая обманка, биотит, андалузит, ставролит

кислосодержащих алюмосиликатов — мусковита, биотита, эпидота, роговых обманок. Гранулиты, образовавшиеся по песчаникам, характеризуются проявлением плагиоклазов, кальциево-магние-вых пироксенов, граната — альмандина, часто в них присутствует силлиманит, изредка кордиерит. При возникновении гранулитов из вулканических пород в них обнаруживаются калиевые полевые шпаты и магниево-железистые пироксены — диопсид и гиперстен.

Магматические гранитоидные породы, испытывая сильный метаморфизм, преобразуются в полосчатые гранитогнейсы и гнейсы. Существует также представление, что многие крупные тела гранитоидов имеют не магматическое, а метаморфическое происхождение. При температуре 600—700 °С, давлении 150—300 МПа и более и участии горячих минерализованных растворов глубокопогруженные осадочные и вулканические породы частично переплавляются, а частично преобразуются метасоматически; на месте пород возникает раствор — расплав, который и дает начало гранитам. Они в отличие от магматических названы палингенными. Кроме регионального метаморфизма, охватывающего крупные участки земной коры, известны проявления контактового метаморфизма. Это ореолы контактовых роговиков, развивающихся вокруг интрузивных тел. По мере удаления, например, от гранитоидных массивов вмещающие породы, превращенные в пироксеновые и плагиоклаз-андалузит-силлиманитовые роговики, сравнительно быстро сменяются плагиоклаз-роговообманковыми, а затем биотитовыми.

Наиболее часто встречающиеся в природе разновидности метаморфических пород приведены в табл. 2.

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Породы осадочного, магматического и метаморфического происхождения слагают только самую верхнюю оболочку нашей пла-

Наиболее широко распространенные метаморфические породы

Исходная порода	Метаморфическая порода		
	слабометаморфизованная	среднеметаморфизованная	сильнометаморфизованная
Глинистый и алевролитовый сланец	Филлиты — кварц-серицитовые сланцеватые породы. Содержат также хлорит, биотит, полевой шпат	Кристаллический сланец — сланцеватая кварц-слюдяная, дистеновая порода; гнейсы — полосчатая кварц-полевошпат-гранат-слюдяная, роговообманковая порода	Гнейсы — кварц-полевошпат-пироксеновые, гранатовые, силлиманит-кордиеритовые. Гранулит — чаще кварц-полевошпат-альмадиновая полосчатая порода
Песчаник кварцевый	Перекристаллизованный крупнозернистый песчаник	Кварцитовидный песчаник	Кварцит
Песчаник полевошпатсодержащий (аркозовый)	Перекристаллизованный песчаник с вновь образованными минералами — альбитом, хлоритом, мусковитом, иногда эпидотом	Гнейсы — биотитовые, биотит — роговообманковые, гранат-биотитовые, полевошпат-биотит-гранатовые	Гранулит — мелкозернистая кварц-полевошпатовая полосчатая порода с примесью граната, пироксена, силлиманита, кордиерита
Известняк	Перекристаллизованный крупнозернистый известняк	Мраморизованный известняк, известняковые сланцы, мелкозернистый мрамор	Мрамор
Доломитизированный известняк	То же	То же, доломитизированные	Доломитовый мрамор, часто с зернами граната, пироксена, шпинели (кальцифир)
Базальт, андезит, их туфы	«Зеленые» сланцы — кварц-альбит-хлорит-мусковитовые, тальковые, актинолитовые, эпидотовые	Эпидот- и плагиоклаз-амфиболовый сланец; кроме того, содержит кварц, гранат, биотит	Гнейсы — кварц-полевошпат-пироксеновые, гранатовые. Гранулит-полосчатая кварц-плагиоклаз-ортоклазовая порода с альмандином (гранатом), диопсидом и гиперстеном
Кварцевый порфир, гранит	Рассланцованные кварцевые порфиры и граниты	Слюдяные, дистеновые и ставролитовые гнейсы и сланцы, часто с гранатом, пироксен-гранатовые гнейсы	Гранитогнейс, мигматит — массивная кварц-полевошпат-пироксеновая порода с полосчатыми выделениями полевых шпатов

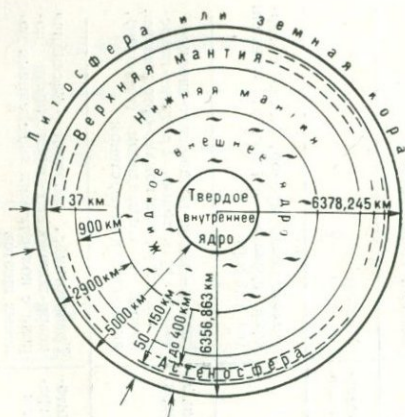


Рис. 2. Строение земного шара (разрез)

0,5 % массы Земли. В низах литосферы температура достигает 500—600 °С, а давление — 1000—3000 МПа.

Верхняя мантия представляет собой слой, расположенный на глубине 37—900 км. Плотность его 3,6—4,7 г/см³. На границе с нижней мантией давление возрастает до 25 000 МПа, а температура — до 2000 °С. По представлению ряда исследователей [22], мантия по составу аналогична каменным метеоритам. Последние преимущественно состоят из оливина (Mg, Fe)₂SiO₄, пироксенов (Mg, Fe)SiO₃—Ca(Mg, Fe)[SiO₃]₂, плагиоклаза NaAlSi₃O₈—CaAl₂Si₂O₈, кварца (SiO₂), никелистого железа, магнетита, в меньшей степени — хромита, карбонатов Fe и Mg, сульфидов Cu, Fe и Cr, соединений металлов с N и P. В мантийном веществе растворены летучие компоненты — H₂, N₂, H₂O, CO, CO₂, CS, CH₄, F, Cl, В и т. д. В верхней части мантии, в интервале глубин 50—100 км под океанами и 150—400 км под отдельными участками континентов, находится слой с пониженной вязкостью — *астеносфера*. Однако четко выраженной верхней границы у астеносферы нет. Как правило, она отсутствует под стабильными равнинными областями континентов, сложными наиболее древними породами (щитами, платформами). Здесь обнаружены лишь обширные участки с пониженной вязкостью на глубине 300—400 и даже 700 км. На меньших глубинах (150—200 км) астеносфера располагается под горами, обычно возникающими на месте складчатых поясов. Таким образом, слой астеносферы прерывистый, а верхняя поверхность неровная, со своеобразными куполами, наиболее высоко поднимающимися под тектонически подвижными и магматически активными участками континентов и океанического дна [21]. Предполагается, что в астеносфере существуют громадные массы вещества, представляющие собой систему «пластическое — твердое», т. е. содержащие среди твердого мантийного вещества отдельные выплавки. В астеносфере сосредоточено большинство

неты — земную кору, или *литосферу*. Под ней последовательно располагается еще ряд оболочек — верхняя и нижняя мантия, внешнее и внутреннее ядро (рис. 2). Распознаются они по изменению скорости прохождения сейсмических волн, которые проникают из вещества одной оболочки с характерной плотностью в другое вещество следующей оболочки.

Литосфера имеет толщину от 6 до 70 км (в среднем 37 км) и среднюю плотность 3,3 г/см³ (в верхней части — 2,1—2,9 г/см³). Она занимает менее сотой части объема и составляет меньше

фокусов землетрясений и зарождаются тектонические и магматические процессы. Видимо, здесь периодически частично или полностью плавятся громадные объемы мантийного вещества и появляются резервуары, заполненные расплавом (глубокие мантийные очаги). Возможно, отсюда поступают, эволюционируя и изменяя состав, магма и сопровождающие ее флюиды — система ионизированных газов (в том числе — металлоносных), находящихся в надкритическом состоянии. Мантийная магма и флюиды, возможно, являлись начальным источником металлов, соединения которых претерпевали (в период транспортировки) разнообразные изменения до тех пор, пока они не сформировались в зоне рудоотложения, в самой верхней оболочке планеты.

Геосфера *нижней мантии* располагается на глубине 900—2900 км. Ее средняя плотность 5,7 г/см³. Верхняя и нижняя мантии составляют 2/3 массы Земли и 84 % ее объема. Температура мантийного вещества на границе с ядром 4000 °С, давление — около 100 000 МПа. На границе мантии с внешним ядром Земли (2700—2900 км) плотность резко возрастает до 9,4 г/см³. Вместе с тем, скорость поперечных сейсмических волн падает до 0, что указывает на жидкое, расплавленное состояние вещества *внешнего ядра*. Оно находится в интервале глубин 2900—5000 км и имеет среднюю плотность 11,5 г/см³. Предположительно состав его железокислый или металлизированно-силикатный [22].

Внутреннее ядро с радиусом около 1200 км — твердое, плотностью 15—17,3 г/см³. Считается, что оно состоит главным образом из железа, а также примесей Ni, Co, Si, S. Температура этого вещества достигает 5000 °, а испытываемое им давление — 300 000 МПа.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ, КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ

Изучая строение земной коры по латерали (вдоль поверхности нашей планеты), большинство геологов пришло к выводу, что кора представляет собой систему крупнейших плит, вытягивающихся на многие тысячи и десятки тысяч километров. Одни из плит представляют собой континенты, субконтиненты и даже части последних [21], включающие окружающую их кайму континентального шельфа (пологопогружающиеся до глубин 200—500 м мелководные участки океанического дна, покрытые осадочными породами и охватывающие 7,6 % поверхности планеты), а также ограничивающую шельф узкую полосу крутого океанического склона. Это *континентальные плиты*. К ним в большинстве случаев относятся также территории, залитые водами мелких морей, которые омывают берега континентов и отделены от океана дугами вулканических островов (Алеутские, Курильские, Японские, Филиппинские о-ва и Индонезийский архипелаг, Антильские и другие о-ва), а также территории самих островов. Другие плиты называются *океаническими* и слагают дно океанов.

Строение континентальных и океанических плит в вертикальном разрезе различно. В пределах континентальных плит земная кора сложена двумя слоями — верхним, гранитным (гранитогнейсовым), и нижним, базальтовым, а океаническая плита — одним базальтовым слоем (рис. 3). Действительно, океанические плиты представлены породой (плотность которой 2,8—2,9 г/см³), соответствующей по составу ассоциации пироксенов и существенно кальциевых (основных) плагиоклазов, типичных для базальтов. Именно поэтому слагающий слой пород назван базальтовым. Кое-где на этом слое залегают осадочные породы. Мощность слоя в целом изменяется от 2 до 8 км. От нижерасположенной существенно перидотитовой мантии базальтовый слой отделен довольно резкой границей — поверхностью Мохоровичича (Мохо, или просто М), характеризующейся скачкообразным изменением плотности вещества и соответственно скоростей прохождения сейсмических волн.

Намного сложнее в разрезе строение континентальных плит. Нижним слоем, граничащим с твердым мантийным веществом, также служит базальтовый слой, но значительно большей мощности — обычно 10—30 км. Над ним залегают более легкие породы плотностью 2,5—2,7 г/см³, соответствующие смеси полевых шпатов и кварца, т. е. минералов, характерных для гранита. Поэтому верхний слой называют гранитным, хотя значительная его часть, кроме гранитов¹, представлена метаморфическими породами — гранулитами, гнейсами, кристаллическими сланцами. Самую верхнюю часть слоя составляют осадочные породы, распространенные повсеместно. Толщина гранитного (гранитогнейсового) слоя изменяется от 10 до 50 км. От нижерасположенного базальтового он отделяется условной границей — поверхностью Конрада.

В пределах континентальных плит выделяют три основные геотектонические постройки, различающиеся строением и происхождением, — щиты, платформы и складчатые системы. Щиты — наименее подвижные геотектонические постройки, занимающие обширные, обычно изометричные области в центральных частях континентальных плит. Сложены они наиболее древними — архейскими и протерозойскими (рис. 4) — метаморфизованными породами, смятыми в складки, а также крупными телами гранитоидов — гранитами и гранодиоритами. Среди них в щитах размещаются узкие пояса вулканических, в меньшей мере осадочных толщ общей мощностью 10—15 км. Они преобразованы в зеленые сланцы или амфиболиты и смяты в сложные, часто опрокинутые складки. Такие пояса носят название *зеленосланцевых*. Образование всех перечисленных пород, метаморфизм и смятие в складки происходили в очень древнее время — 3,5—2,6 млн. лет на Африканском, Австралийском, Северо-Американском континентах и Индостанском субконтиненте, 3—1,5 млн. лет — на Южно-Аме-

¹ Граниты достигают почти 30 % объема пород, выходящих на поверхность планеты.



4036

Циклы или надэры (зоны)		Фанерозойский	PR	Вендская	Рифейская	* Протерозойский		AR	AR	Эра	Возраст геологических подразделений, млн. лет	Длительность, млн. лет
Катарейский КК	Архейский					Поздняя	Ранняя					
										0	65	
											170	
											235	
											345	
											580	
											100	
											680	
											970	
											1650	
											950	
											2600	
											400	
											3000	
											500	
											3500	
											>700	

Эра	Период	Эпоха	Возраст геологических подразделений, млн. лет	Длительность, млн. лет
Неогеновый N		Четвертичная	1,85	23
		Плиоценовая	5	
		Миоценовая	23	
Палеогеновый P		Олигоценвая	35,5	42
		Эоценовая	54	
		Палеоценовая	65	
Меловой K		Поздняя		73
		Ранняя		
Юрский J		Поздняя	138	62
		Средняя		
		Ранняя	200	
Триасовый T		Поздняя		35
		Средняя		
		Ранняя	235	
Пермский P		Поздняя		55
		Ранняя	290	
Каменноугольный C		Поздняя	290	40
		Средняя		
		Ранняя	330	
Девонский D		Поздняя	345	55
		Средняя		
		Ранняя	410	
Силурийский S		Поздняя	410	25
		Ранняя	435	
		Поздняя		
Ордовикский O		Средняя		45
		Ранняя	480	
		Поздняя		
Кембрийский K		Поздняя		100
		Средняя		
		Ранняя	580	

Рис. 4. Последовательность и длительность главнейших подразделений геологического времени (геохронологическая таблица)

риканском, Азиатском и Европейском континентах. После многократного смятия в складки, метаморфизма и образования магматических пород щиты представляли собой настолько прочные образования, что они почти не реагировали на последующие тектоно-магматические процессы и не изменяли строения. Они возвышались над уровнем Мирового океана и были стабильными районами. Таким образом, щиты слагают как бы ядра континентов. Примерами их служат Канадский (занимающий большую часть территории Канады), Гвинейский, Центрально-Африканский и Южно-Родезийский (расположенные в Северо-Западной, Экваториальной и Южной Африке), Фенно-Скандский, охватывающий Кольский п-ов, Карелию и часть Финляндии, Украинский, Западно-Австралийский (или Иилгарн), Бразильский и др.

Крупные периферические участки щитов в более позднее время (от протерозоя до кайнозоя) периодами медленно погружались на небольшую глубину под воды Мирового океана. Здесь в спокойной обстановке накапливался чехол осадочных пород, залегающих почти горизонтально. Мощность его, как правило, достигает 3 км. Обширные участки щитов, перекрытые такими породами, получили наименование *платформ*. Они представляют собой двухъярусные сооружения. Нижним структурным ярусом служит *складчатый фундамент*. Он сложен архейскими или архейско-протерозойскими породами, аналогичными обнажающимся на поверхности породам щита. Верхний ярус — *платформенный чехол* осадочных пород — датируется от палеозойского (иногда протерозойского) до мезозойского и кайнозойского времени.

Вдоль некоторых краев континентальных плит, на границе с другими обширными плитами — океаническими или континентальными — располагаются складчатые системы. На поверхности континента они фиксируются горными хребтами. *Складчатые системы* — это узкие линейно вытянутые на сотни и первые тысячи километров пояса слоистых осадочных и вулканических пород различного возраста и происхождения. Они смяты в сжатые складки и прорваны крупными и мелкими интрузивными телами.

Завершившие формирование складчатые системы являются трехъярусными постройками. При возникновении их на континентальной плите (т. е. на породах гранитогнейсового слоя) в центральных частях складчатых систем устанавливаются наиболее древние метаморфические и гранитоидные породы от архейского (для древних систем) до палеозойского возраста (для молодых). Эти породы в складчатой системе слагают ее фундамент (самый нижний структурный ярус), подвергшийся сильному метаморфизму, складчатости и пересеченный разломами. На породах фундамента формируются слоистые толщи, возраст которых моложе на сотни и многие десятки миллионов лет, а метаморфические и тектонические преобразования выражены значительно слабее. Слоистые толщи, по представлению исследователей [17], накапливаются в протяженных геосинклинальных прогибах, длительно погружающихся ниже уровня океана. Здесь образуются вулкани-

ческие и глубоководные осадочные породы, мощность слагающих толщ составляет многие километры, а нередко 10—15 км. Они подвергаются смятию в узкие складки с крутопогружающимися крыльями (главная складчатость) и метаморфизму, в них внедряются крупные гранитоидные массы. В целом эти образования слагают второй структурный ярус, часто называемый *геосинклинальным*. В пределах его обычно устанавливаются два пояса различных пород. Один из них, как правило, примыкает к платформе или щиту и представлен почти целиком осадочными породами. Такой пояс получил название *миогеосинклинального*. Другой пояс — вулканический, вмещающий и интрузивные массивы, называют *эвгеосинклинальным* (см. рис. 3).

При развитии складчатой системы на породах базальтового слоя фундамент, как правило, не устанавливается либо к нему относят древние глубокометаморфизованные мафические (основные) и ультрамафические породы.

Процесс формирования геосинклинального яруса, и особенно метаморфизм и внедрение интрузивных масс, а также тектонические преобразования пород приводят к превращению складчатой системы в сравнительно жесткую постройку. В дальнейшем она в основном подвергается эрозионному разрушению. Только в локальных впадинах накапливаются преимущественно обломочные, осадочные и вулканические толщи наземного или прибрежно-морского генезиса. Мощность их, как правило, не превышает первых километров. В связи с жесткостью формирующейся постройки обломочные породы, подвергшиеся слабому и умеренному метаморфизму, сминаются в непротяженные складки со сравнительно пологими крыльями и образуют третий структурный ярус — *орогенный*.

Рудные месторождения распространены преимущественно на щитах и в складчатых системах и в меньшей степени в осадочном чехле платформ. На щитах наиболее крупные месторождения Fe, Cu—Ni, Cu, Pb—Zn, а также Au локализируются в зеленосланцевых поясах архейских и протерозойских вулканических и осадочных пород. В складчатых системах месторождения перечисленных металлов, а также W, Mo и Sn образуются преимущественно в породах фундамента или геосинклинального яруса. На платформах рудные месторождения возникают в их осадочном чехле, причем в пределах изолированных участков, подвергающихся так называемой тектоно-магматической активизации. Они отличаются смятием пород чехла в пологие складки, накоплением в изолированных впадинах вулканитов, внедрением интрузивных тел небольшого масштаба (обычно щелочного и гранитоидного состава), смещением пород по разломам. Предполагают, что тектоно-магматическая активизация — результат раскалывания континентов на более мелкие плиты и столкновения их. В активизированном чехле платформ часто обнаруживаются пластовые месторождения свинца и цинка, меди, ртути, а также золото-серебряные месторождения, связанные с секущими трещинами.

Океанические плиты сложены тремя главными геотектоническими постройками. На противоположных границах каждой плиты располагаются: 1) срединно-океанический хребет с продольной *рифтовой впадиной* в его центральной части, 2) зона глубокодействующих деформаций (впервые выделенная акад. А. Н. Заварицким под названием «фокальная зона» и подтвержденная затем Бенюффом), а также связанный с нею океанический ров, или

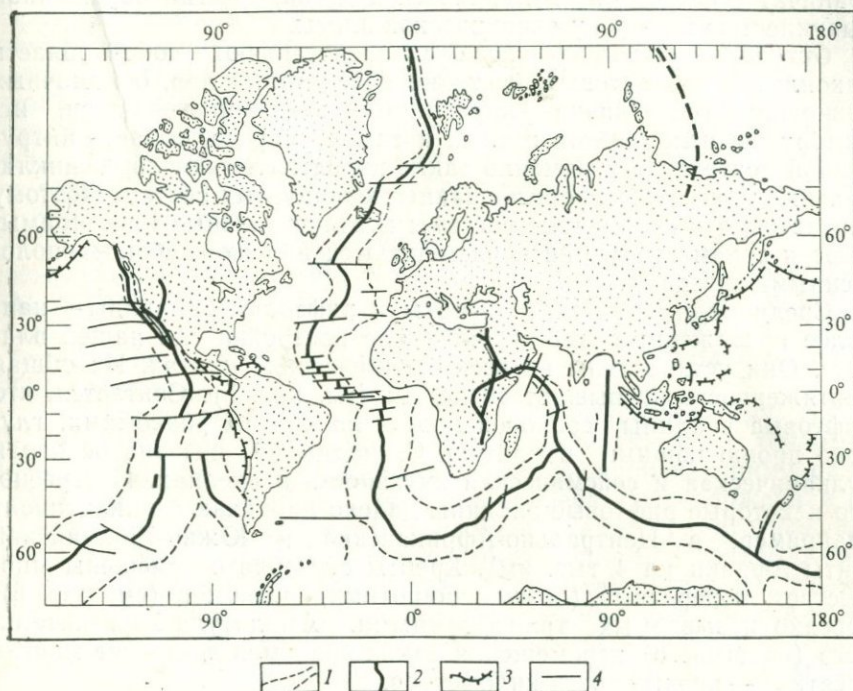


Рис. 5. Расположение на земном шаре срединно-океанических хребтов (1), рифтов (2), океанических впадин (3) и трансформных разломов (4) (по Дж. Ферхугену и др.)

желоб (рис. 5), называемые зоной субдукции, и 3) протягивающийся между обеими постройками недеформированный базальтовый слой, залегающий горизонтально и в отдельных местах перекрытый маломощным чехлом (1—3 км) рыхлых осадков. Это — океаническая платформа (или, как ее называли раньше, абиссальная равнина).

Первые две постройки активные, интенсивно развивающиеся элементы океанических плит. Океаническая платформа (аналогично континентальной) — стабильное сооружение. Зоны субдукции (глубокодействующих деформаций) ограничивают океанические плиты, фиксируются очагами мелко-, средне- и глубокофокусных землетрясений и обычно наклонены под континент под

углом от 20 до 60°. По предположениям, они проникают в мантию до глубины 750 км. Считается, что в этих зонах происходят погружение пород базальтового слоя на глубину многих десятков и первых сотен километров и образование магматических расплавов. Выход зоны на дне океана отражается океаническим рвом (желобом), глубина которого достигает 8 и даже 11 км от уровня океана. Со стороны континентальной плиты зона и ров нередко граничат с островной вулканической дугой, всегда обращенной выпуклостью в сторону океанической плиты.

Островные вулканические дуги представляют собой область накопления андезитовых, частично базальтовых лав, обломочных разновидностей (иначе — пирокластов) этих пород — туфов, игнибриотов, агломератов и т. д., а также, видимо, область интрузивной деятельности. Именно такие породы слагают эвгеосинклинальные пояса уже сформированных складчатых систем. Поэтому считается, что складчатые системы континентальных плит примыкают к зонам субдукции и размещаются над их глубокорасположенными звеньями.

Срединно-океанические хребты и рифтовые впадины — наиболее протяженные геотектонические постройки на нашей планете. Они установлены во всех океанических плитах. Их общая протяженность превышает 40 000 км (см. рис. 5). Считается, что рифтовые впадины сопровождаются по бортам разломами, глубоко проникающими в мантию. С впадинами связана основная вулканическая и сейсмическая активность в океанах. Интересно, что некоторые рифтовые впадины далеко проникают на континент (например, в Центрально-Африканский и Южно-Родезийский щиты Африки на 4 тыс. км). Хребты ступенчато смещены множеством поперечных (обычно широтных) разломов (см. рис. 5), нередко называемых трансформными. Амплитуда горизонтального (сдвигового) перемещения таких разломов достигает многих десятков — первых сотен километров.

Современные представления о развитии континентальных и океанических плит

В настоящее время большинство исследователей, занимающихся региональной геологией, полагают, что, после того как из протопланетного вещества образовалось плотное тело Земли, на сцену выступили два главных механизма, обусловивших образование минералов, пород, оболочек Земли, континентальных и океанических плит, а также руд разнообразных металлов. Это — *гравитационное сжатие и распад радиоактивных элементов*. Они вызвали разогрев и частичное плавление вещества планеты. Частичное плавление, выплавка отдельных компонентов мантийного вещества происходили в слое астеносферы. Предполагается, что здесь происходит процесс, подобный зонной плавке. В условиях значительных давлений (видимо, 5000—13 000 МПа) и температур (1500—2000 °С) мантийное вещество становится пластичным

и разделяется по плотности — сравнительно легкие компоненты поднимаются вверх и при снижении давления плавятся. Тяжелые компоненты погружаются и остаются твердыми в связи с возрастанием давления.

Акад. А. Л. Яншин полагает, что в далекое от нас время, скорее всего, в интервале 4—2,6 млрд. лет, слой астеносферы находился неглубоко от поверхности планеты. Первичное вещество было неоднородно. Из участков астеносферы, обогащенных щелочными металлами Na и K, а также Ca, Al, Si и O, выплавлялись сравнительно легкие компоненты гранитной магмы, собирались воедино и поступали в тонкую неустойчивую оболочку. Эти магмы дали начало древним гранитоидным породам, щитам, фундаментам платформ и соответственно ядрам континентальных плит. Наиболее древний возраст гранитов (3,8 млрд. лет) установлен в юго-западной части Гренландии, на п-ове Лабрадор и в Южной Африке.

В тех областях слоя астеносферы, где преобладали щелочно-земельные металлы — Mg и Fe, где было сравнительно немного Al, Si и O, образовалась основная магма и возникал базальтовый слой. Так начали формироваться океанические плиты. Наиболее древние плиты погружены в настоящее время под водами Тихого океана.

Вплоть до конца архейской эры (2,6 млрд. лет тому назад) континентальные и, видимо, океанические плиты были тонкими и часто разрушались, раскалываясь глубокопроникающими разломами [32]. В связи с тем, что астеносфера, расположенная под разрастающимися континентальными плитами (гранитогнейсовым слоем), оказалась обедненной выплавившимися ранее сравнительно легкими компонентами (K, Na, Ca, Al, Si и т. д.), сюда из трещин и глубоких впадин, расположенных ниже уровня Мирового океана, поступали магмы ультрамафического и основного, а затем андезитового состава. Таким образом, видимо, в древних щитах закладывались и формировались зеленосланцевые пояса, а под гранитами континентальных плит наращивался базальтовый слой.

С течением времени астеносфера постепенно все более погружалась в глубь планеты, но, вероятно, с разной скоростью из-за имевшихся неоднородностей вещества мантии. Под континентальными плитами она погружалась в несколько раз быстрее, чем под океаническими. Более быстрое погружение и соответственно переработка, переплавка намного большего объема вещества планеты (в десятки раз) под континентами, вели к разнообразию проявляющихся геологических процессов — поступлению изолированных «потоков» магмы и тепла, образованию вулканических и интрузивных пород, складок и разломов, поднятию одних и погружению других участков плит. Наиболее значительно и быстро погружались преимущественно краевые, наиболее тонкие части плит. Возникали геосинклинальные впадины (или просто *геосинклинали*). Е. Е. Милановский подразумевает под ними линейно-

вытянутые, испытывающие длительное глубокое погружение подвижные участки земной коры, отличающиеся интенсивным тектоническим и магматическим развитием и деформацией слагающих их горных пород. На месте геосинклинальных зон формируются складчатые системы. Геосинклинальные впадины со стороны океанических плит ограничивались зонами субдукции. Их следы исследователи находят вдоль границ некоторых палеозойских складчатых систем и достаточно надежно — вдоль большинства систем мезозойского и кайнозойского возраста.

По мнению многих геологов, развитие океанических плит начинается с образования рифтовых впадин [31]. Активность последних наступала в период растяжения. В это время единая океаническая плита раскалывалась рифтовой впадиной на две части, которые были отодвинуты одна от другой¹. По продольным разломам рифтовой зоны в базальтовый слой из астеносферы поднималось расплавленное вещество (предположительно — перидотитового и базальтового состава), которое наращивало, пополняло базальтовый слой океанической плиты, — происходил процесс так называемого спрединга. Движущаяся океаническая плита наталкивалась на континентальную. На границе их, в зоне субдукции более плотное вещество базальтового слоя погружается под континентальную плиту, достигая астеносферы. Это обуславливало появление магматических очагов, располагавшихся на разном уровне зоны субдукции. В результате в геосинклинальной впадине накапливались разнообразные вулканы и внедрялись различные интрузивные породы. Наряду с этим столкновение плит вызывало смятие слоистых пород в складки и нарушение их разломами. На месте геосинклинальной зоны происходило формирование складчатой системы.

В настоящее время почти не осталось сомнений в том, что раздвижение океанических плит (а также пополнение базальтового слоя) происходит несинхронно с «наступлением» границ этих плит на континент. По-видимому, образование рифтов и раздвижение океанических плит совпадают со временем заложения и развития геосинклинальных впадин. В движении океаническая плита вовлекается постепенно — сначала вблизи рифта, затем дальше от него. Значительно позже вовлекается в движение противоположный край плиты и возникает зона субдукции². Таким образом, предполагается, что наступление океанической плиты на континентальную отстает от периода растяжения, происходит значительно позже. Ко времени столкновения плит (и соответственно к периоду главной складчатости) раздвижение океаниче-

¹ Достаточно надежно такие перемещения океанических плит были установлены для кайнозойского и мезозойского времени, в значительно меньшей степени — палеозойского.

² Геологи, изучающие строение земной коры, давно установили, что даже крупные перемещения блоков пород по разломам быстро сходят на нет в сравнительно пластичных породах и для наращивания амплитуды перемещения необходимы новые последующие тектонические усилия.

ских плит по рифтовой впадине или завершается, или существенно ослабевает (спадают растягивающие усилия, как показано на рис. 3). Наоборот, нарастает сталкивающее воздействие плит на осадки, заполняющие геосинклинальную впадину. Впадина исчезает в связи со складко- и горообразованием. В это время завершается формирование геосинклинального яруса складчатой системы. Образование верхнего орогенного яруса происходит на фоне «ослабления «дрейфа» океанической плиты, затухания его.

Поскольку рифтовые впадины проникают из океанических в континентальные плиты, предполагают, что их появление обусловлено так называемыми восходящими конвективными потоками вещества и энергии. Такие потоки могут возникнуть на границе нижней мантии и внешнего ядра. Возможно, что здесь вещество планеты разделяется на «ядерное» — существенно металлизированное, железное и более легкое мантийное — силикатно-железистое, которое «всплывает», образуя «потоки».

ФОРМА И СТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

В каждом участке земной коры, в пределах щитов, платформ и складчатых систем слагающие их породы образуют геологические постройки (или структуры), представленные складками, трещинными нарушениями и магматическими телами различного внутреннего строения и формы (сочетание элементов структуры).

Складки представляют собой волнообразно изогнутые слои пород. Аркообразные сооружения с выгнутым вверх сводом называются антиклинальными складками, или антиклиналями. Своды антиклинальных складок сложены наиболее древними породами. Антиподом их являются синклинальные складки, или синклинали. Киль этих складок вогнутой частью обращен вниз. Сложен он наиболее молодыми породами. В складчатых районах эта особенность позволяет выделять даже в мощных толщах одинакового состава пласты молодых и более древних пород (рис. 6). Свод антиклинальных и киль синклинальных складок называют шарниром, а боковые поверхности — крыльями (рис. 7). Направление складки фиксирует линия перегиба свода или кили — ось складки (рис. 8). Обычно она наклонена, и на сравнительно выровненной местности пласты пород образуют изгиб, нередко очень резкий —

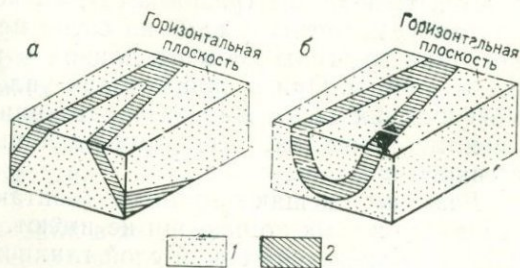


Рис. 6. Антиклинальная (а) и синклинальная (б) складки, сложенные одинаковыми породами (блок-диаграммы) (по Дж. Ферхугену и др.):
1 — молодые породы; 2 — древние породы

это место замыкания складки. В складчатых системах и зелено-сланцевых поясах щитов, реже в фундаменте платформ ряд небольших складок в совокупности образует одну крупную, нередко осложненную на крыльях трещинными нарушениями. Если свод такого сооружения приподнят по отношению к складкам, распо-

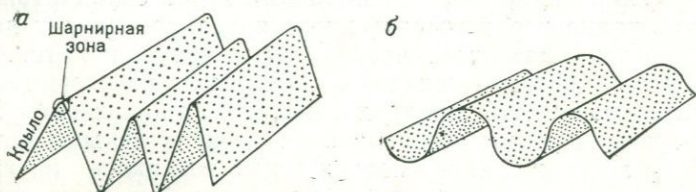


Рис. 7. Складки, состоящие из соединяющихся между собой протяженных крыльев с небольшими шарнирами (а) и небольших крыльев с широкими шарнирами (б) (по Дж. Ферхугену и др.)

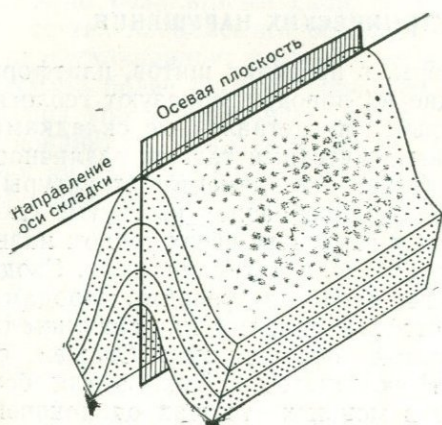


Рис. 8. Складка и положение осевой плоскости и оси складки (по Дж. Ферхугену и др.)

лагающимся у края (борта), его называют антиклинорием, если опущен — синклинорием (рис. 9). Протягиваются они на сотни и даже тысячи километров.

Обычно один пласт удается непрерывно проследить лишь на небольшом расстоянии. Это объясняется тем, что пласты пересекаются трещинами (разрывами), по которым они смещаются на сантиметры, метры и даже на сотни метров. Следует сказать, что короткие трещины (обычно длиной в несколько метров) не смещают пласты. Они возникают при уплотнении осадочных и метаморфических пород или затвердевании магматических (контракционные трещины), и поэтому для них характерны сомкнутые стенки.

Разрывы смещают границы (контакты) пород различного состава, прижатых стенок они не имеют. Между их обеими поверхностями находится тонкий слой глинистого материала (так назы-

ваемой тектонической глины трения) или полоса (зона) раздробленной породы. Мощность ее может колебаться от долей метра до десятков метров. Обломки в зоне дробления чаще всего угловатые, соприкасающиеся или отделенные друг от друга глиной трения.

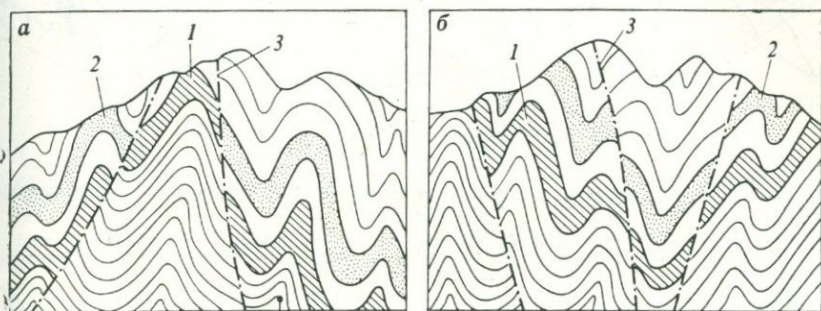


Рис. 9. Строение антиклинория (а) и синклинория (б) в разрезе.

Штриховкой (1) и точками (2) показаны характерные пласты пород, выделяющиеся из общего сравнительно однообразного разреза (пласты маркирующих пород), по форме изгибов которых легко определяется тип складки; 3 — разломы

Наиболее протяженными трещинными нарушениями являются разломы. *Разлом* — это мощная зона нарушенной (деформированной) породы, представленной серией продольных и соединяющих их диагональных зон дробления и трещин, заполненных глиной трения (нередко называемых тектоническими швами). Вдоль каждого нарушения величина (амплитуда) смещения контактов пород или любых геологических тел может достигать десятков метров, а суммарно вдоль зоны разлома — сотен и тысяч метров.

Почти все разрывы наклонены. Поэтому направление перемещения пород определяют по тому, в какую сторону переместился в горизонтальной или вертикальной плоскости всякий бок (т. е. породы, находящиеся над поверхностью разрыва) по отношению к лежащему, расположенному под нарушением. Разрыв, по которому смещение происходит в горизонтальной плоскости, называют сдвигом, в вертикальной — сбросом или взбросом (рис. 10). Однако в большинстве случаев приходится изучать разрывы, по которым движение пород протекает в косом направлении по отношению к горизонтальной плоскости. При таком перемещении присутствуют элементы горизонтального и вертикального движения. Происходят сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги (рис. 11). Любые разрывы, по которым установлено смещение пластов и других геологических тел, называют сколовыми нарушениями, или просто *сколами*, в отличие от трещин — *отрывов*, характеризующихся раздвижением стенок.

При изучении месторождений в подземных горных выработках определить направление смещения по разрыву нередко трудно.

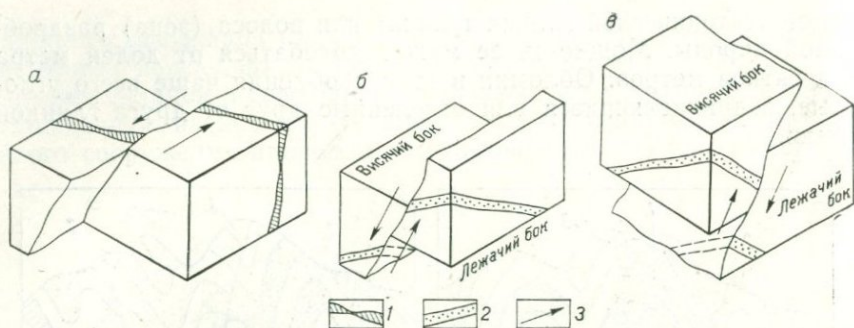


Рис. 10. Типы разрывов и направления перемещений вдоль них (схематические блок-диаграммы):

a — сдвиг; *б* — сброс; *в* — взброс; 1 — смещаемая рудная жила; 2 — смещаемый пласт породы; 3 — направление движения пород вдоль разрыва (по отношению к противоположному боку разрыва)

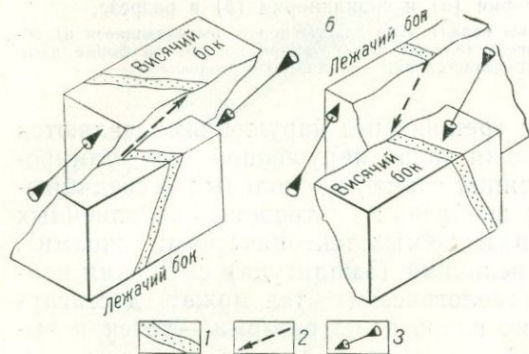


Рис. 11. Блок-диаграммы:

a — взбросо-сдвиг; *б* — сбросо-сдвиг; 1 — смещаемый пласт породы; 2 — направления перемещения пласта; 3 — направления смещений пород одного бока по отношению к другому вдоль разрыва

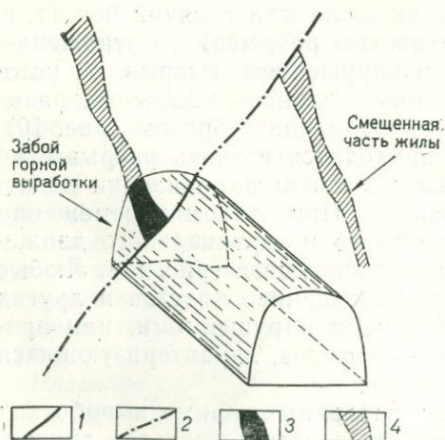


Рис. 12. Пример смещения рудной жилы разрывом послерудного возраста, нередко наблюдающийся в забоях горных выработок (схематический рисунок горной выработки и ее забоя):

1 — видимая в забое часть разрыва, смещающего рудную жилу; 2 — невидимая часть того же разрыва, находящаяся за пределами горной выработки; 3 — видимая в забое часть рудной жилы; 4 — продолжение рудной жилы, находящейся за пределами забоя.

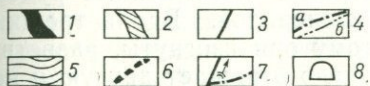
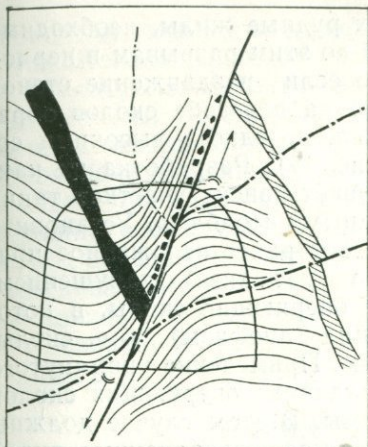


Рис. 13. Схема, поясняющая возможность определения направления смещения рудного тела, исходя из положения сместителей (сколовых нарушений) и примыкающих к ним слоистых пород, а также тектонически раздробленных руд (зарисовка забоя горной выработки):

1 — рудная жила; 2 — смещенная часть рудной жилы; 3 — главное сколовое нарушение — сместитель; 4 — оперяющие его сколы: а — первой системы, б — второй системы; 5 — слоистость и подвороты ее вблизи сместителя; 6 — обломки руды; 7 — угол, составленный главным и оперяющим его сколом первой системы, открыты в сторону движения, стрелка показывает направление этого движения вдоль главного сместителя; 8 — забой горной выработки

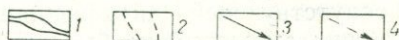
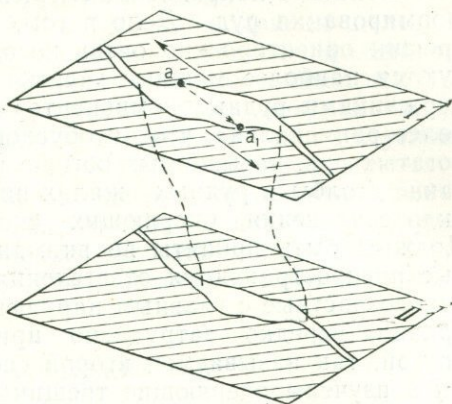


Рис. 14. Образование в изгибе разрыва наиболее приоткрытых полостей, обычно заполняющихся богатыми рудами.

Горизонты горных работ: I — верхний, II — нижний; а — первоначальное и а₁ — последующее положение той же точки на изгибе стенки разрыва после смещения вдоль него примыкающих блоков пород; 1 — полость на изгибе разрыва; 2 — границы полости нарушения в пространстве; 3 — смещение вдоль разрыва, вызвавшее образование полости; 4 — направление перемещения произвольно выбранной точки а в результате перемещения пород вдоль сместителя

Действительно, в горной выработке обычно видна лишь часть жилы, смещенной сколовым нарушением — сместителем (рис. 12). В таком случае следует обратить внимание на так называемые оперяющие сколовые трещины, отделяющиеся от сместителя. Эти трещины обычно ответвляются от сместителя под острым углом, открытым в сторону направления смещения (рис. 13). Это оперяющие сколы первой системы. Существенную помощь могут оказать также обломки руды, «шлейф» которых распространяется в сторону смещенной части жилы. Если сколовое нарушение произошло в тонкослоистых породах, то слои «подворачиваются», стремясь занять положение, параллельное его плоскости. При этом перегиб слоев выпуклой частью оказывается направленным в сторону перемещенной части жилы.

При изучении сколов, вмещающих рудные жилы, необходимо устанавливать направление смещений по этим разрывам в период формирования руд. Дело в том, что если раздвижение стенок трещин ориентировано очень косо, то на перегибе сколов образуются наиболее мощные участки жил, нередко с высокими содержаниями рудных компонентов (рис. 14). Разработка их наиболее рациональна, что и обуславливает поиск участков таких богатых руд, называемых обычно рудными столбами. Установить такие столбы в рудных жилах помогает ранее изложенное правило сочленения оперяющих сколов с главным нарушением. Должны быть приняты во внимание оперяющие сколы, в которые распространяются ответвления жил (апофизы), т. е. сколы, одновозрастные с главным нарушением. Применение упомянутого правила нередко затруднено при наличии оперяющих сколов другой, так называемой второй системы. В этом случае должны быть изучены оперяющие трещины отрыва, заполненные рудой или сопутствующей ей ассоциацией минералов. Вдоль трещин этого типа смещений не бывает, поэтому они изогнуты, разветвлены, поверхность одной стенки зеркально отражает другую и не сопровождается глиной трения. Развитые в них апофизы не со-

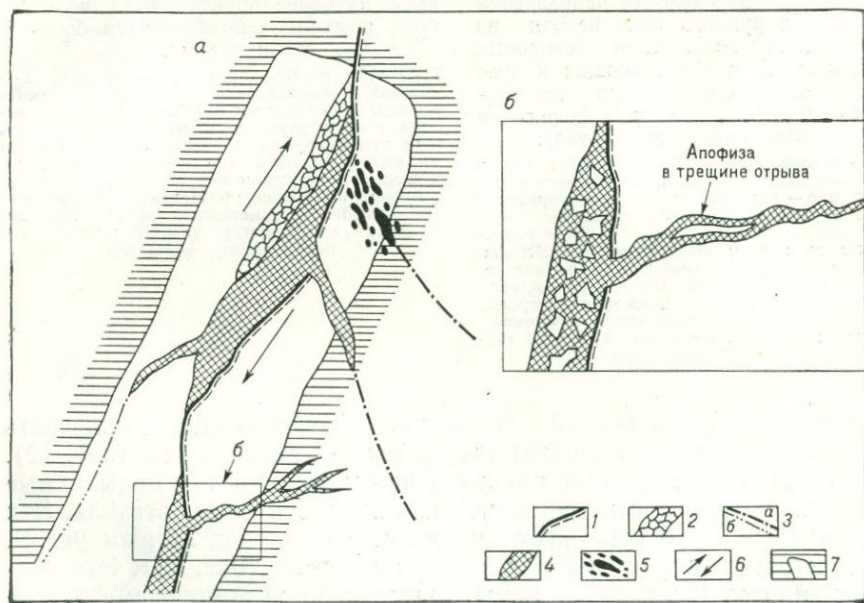


Рис. 15. Взаимоотношения развившейся по главному сколу рудной жилы (а) и апофизы (б), выполняющей оперяющую трещину отрыва, позволяющие установить направления внутрирудных движений:

1 — главный рудовмещающий скол, сопровождающийся дорудной глиной трения; 2 — тектонически раздробленная порода; 3 — оперяющие сколы: а — первой системы, б — второй системы; 4 — руда; 5 — мелкие рудные гнезда, прожилки и вкрапленность рудных минералов; 6 — относительные направления внутрирудных перемещений вдоль главного скола; 7 — контур горной выработки в плане

держат обломков вмещающей породы. Протяженность апофиз незначительна, мощность их постепенно убывает.

В центральной части апофиз иногда наблюдаются щелевидные пустоты, выстланные шестоватыми агрегатами минералов, которые оказываются как бы «припаянными» к стенкам трещины. Оперяющие трещины отрыва и развитые в них апофизы соединяются с главным рудовмещающим сколом под острым углом. Вершина угла указывает направление движения, протекавшего в период образования руд (рис. 15). Когда оно установлено, геолог-разведчик, следя в подземных выработках за перегибами рудовмещающего трещинного нарушения, заключающего жилу, легко прогнозирует ее раздувы и пережимы, рудные столбы и участки бедных руд.

ФОРМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Магматические тела являются одним из важных элементов структуры, так как в связи с разнообразием форм образующих их тел слагают в земной коре постройки различного типа.

Наиболее отличаются по форме магматические тела, сложенные эффузивными породами поверхностного и близповерхностного происхождения. Они залегают в виде покровов и потоков, и кроме того, образуют вулканические купола, конусы (вулканы), конические и цилиндрические тела, заполняющие магмовыводящие жерла, кальдеры.

Покровы, имеющие изометричную форму в плане, чаще возникают при трещинных излияниях базальтовых лав с низким содержанием SiO_2 и летучих. Это наименее вязкие лавы, застывающие при температуре около 1000—1300°C. Они легко изливаются из протяженных разломов, покрывая за период одного извержения тонким плащом территории в десятки и сотни квадратных километров. Так, из разлома Лаки (Исландия) в 1783 г. излилась лава, образовав на площади 565 км² покров толщиной 7—35 м. Многократные извержения иногда создают гигантские плато базальтов до 100 тыс. км² (например, в бассейне р. Колумбии, США), толща которых достигает мощности 1 км и более. Скорость передвижения лавы достигает 40 (влк. Этна, о-в Сицилия) и даже 60 км/ч. Покровы пород кислого состава возникают только при извержениях лав, богатых летучими компонентами. Они повышают ее подвижность. При застывании формируются покровы туфолов и игнимбритов. Скорость движения сравнительно вязких лав кислого и среднего состава невелика — метры и сотни метров в сутки. Характерная черта покровов — согласное залегание наподобие пластов осадочных пород.

Потоки встречаются значительно чаще, чем покровы. Возникают они при излиянии в гористой или холмистой местности легкоподвижных базальтовых лав, заполняющих русла рек, оврагов и других впадин рельефа. На Гавайских о-вах длина потоков превышает 50 км при ширине до 2,5 км. Менее протяженны, но зато

обычны потоки более вязких лав среднего и кислого состава, застывающих при температурах 650—950°С. Обычно потоки таких пород, как липариты, приобретают языковидную форму, имеют крутые стенки и мощность в десятки и сотни метров. Как правило, она очень изменчива; например, мощность Арагацкого потока вулкана Артени (Армения) изменяется от 10 до 250 м.

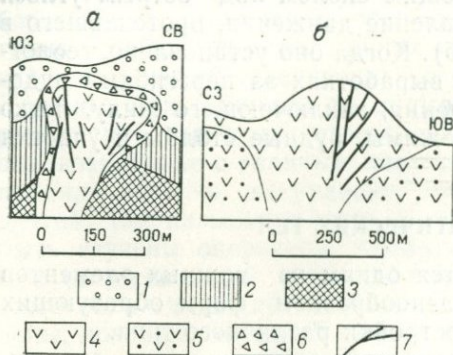


Рис. 16. Разрезы золоторудных месторождений Трансильвании (Румыния), приуроченных к жерлам вулканических построек:

а — Бэнца. б — Деалул Круче (по В. Янову и др.); 1 — песчаники и конгломераты; 2 — окварцованные глинистые, карбонатно-глинистые породы; 3 — интрузивные породы ультраосновного и основного состава; 4 — роговообманковые андезиты; 5 — дациты; 6 — вулканические брекчии; 7 — золоторудные жилы

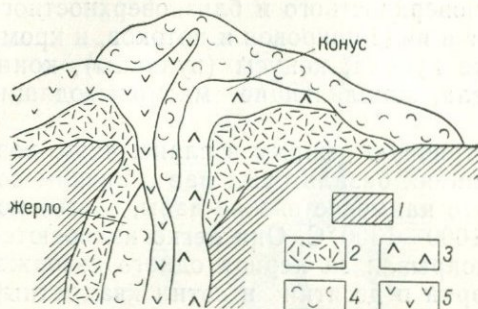


Рис. 17. Пример строения вулканического конуса и жерла (разрез):

1 — породы, вмещающие вулканическое тело; 2—5 — породы, слагающие вулканический конус и жерло («корни» конуса): 2 — туфы и туфобрекчии, 3 — лавы липаритов, 4 — агломераты и вулканические брекчии, 5 — лавы андезитов

Нередко вязкая кислая лава не растекается из жерла на сколько-нибудь большое расстояние, а застывает над ним в виде гигантского купола, конуса, грибообразного тела или даже столба, иглы высотой до 300 м, как это случилось с вулканом Мон-Пеле (о-в Мартиника) в 1902 г. Купола и столбообразные тела растут очень быстро. Так, на вулкане Безымянном купол Новый поднялся за 3 мес на высоту 300 м.

Излияния кислых малоподвижных лав обычно чередуются с выбросами туч вулканического пепла, песка, оплавленных бомб и остроугольных камней. Пепел и песок, разносясь атмосферными потоками воздуха, осаждаются на больших площадях в виде покровов. Бомбы и крупные обломки, цементирующиеся пепловыми частицами, слагают отходящие от жерл языкообразные потоки туфобрекчий, вулканических брекчий и агломератов (рис. 16). Такие чередующиеся, неожиданно заканчивающиеся потоки лав, туфов, вулканических брекчий создают вулканические конуса (рис. 17).

Геологи, изучающие или ведущие поиски месторождений золота, серебра, свинца и цинка, меди, железа и некоторых других металлов в областях проявления древнего вулканизма, часто сталкиваются с *кальдерными постройками*. Как правило, это депрессии, погруженные участки земной коры округлой, изредка линейной формы, заполненные вулканическими породами, которые обычно слагают в пределах кальдеры осложняющие ее купола, конусы и жерловые тела. Борта кальдеры крутые. Заполняющие их вулканы резко несогласны с напластованием древних пород, вмещающих кальдерную постройку. Нетрудно заметить, что и в других вулканических постройках — куполах, конусах, жерлах — породы залегают несогласно одна на другой и даже прорывают, подобно интрузивным телам, более древние образования. Особенно это относится к жерловым телам, вскрывающимся длительно протекавшими процессами эрозии.

Интрузивные тела, кристаллизующиеся на глубине нескольких и многих километров от древней поверхности, образуют батолиты, штоки и силлы. Первые три разновидности интрузивных тел рассекают слоистость вмещающих пород. *Батолиты* — наиболее крупные из них. Они сложены гранитами и гранодиоритами. Площадь их выходов на дневную поверхность нередко превышает многие сотни квадратных километров. Например, в пров. Британская Колумбия (Канада) они непрерывно прослеживаются на 2000 км при ширине 150—200 км. Ранее предполагалось, что контакты батолитов круто погружаются на очень большие глубины и эти тела не имеют «корней». Однако в настоящее время геофизическими работами выяснено, что это грубо горизонтально залегающие тела толщиной в несколько километров. Они часто образуются путем магматического замещения слоистых толщ, существовавших ранее на месте их залегания. Поэтому в некоторых батолитах в обилии сохраняются ксенолиты («остатки» от замещения) осадочных или метаморфических материнских пород, а иногда целые пласты их (например, пласты железистых кварцитов в гранодиоритовых батолитах Зимбабве). Такие батолиты залегают наподобие гигантских «лепешек». Некоторые из них обладают «корнем», крутопогружающимся в гранитогнейсовый слой (рис. 18).

В отличие от батолитов *штоки* представляют собой интрузивные тела близкой к цилиндрической формы, обычно изометричного; значительно меньшего сечения в плане — от долей до многих десятков квадратных километров. Они имеют крутые контакты, и корни их, видимо, погружаются на большие глубины, вплоть до питавших их магматических очагов.

Дайки в большинстве случаев являются еще более меньшими по объему телами плитообразной формы. Мощность даек обычно не превышает первых метров — десятков метров при значительной протяженности. Например, дайка Клевеленд (Великобритания) прослежена на 175 км. Дайки редко бывают одиночными. Обычно устанавливается их группа или даже серия многочислен-

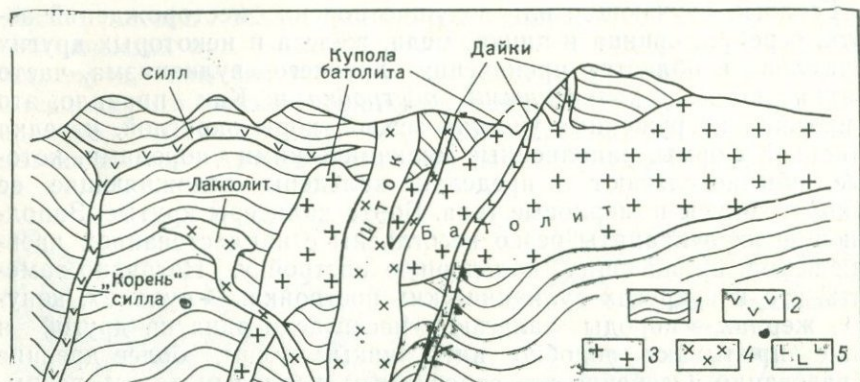


Рис. 18. Схематический разрез, иллюстрирующий форму различных интрузивных тел и преимущественно наблюдаемую последовательность их образования: 1 — слоистые породы (осадочные, эффузивные, метаморфические); 2 — диабазы; 3 — граниты и гранодиориты; 4 — диориты, граниты, сиениты; 5 — диабазовые порфириды

ных субпараллельных даек. Геологу-поисковику необходимо помнить, что дайки основного состава — диабазовые и диоритовые порфириды, лампрофиры, как правило, на несколько миллионов (а иногда всего сотен тысяч) лет опережают кристаллизацию руд. Поэтому рудоносные растворы нередко следуют по тем же путям, которыми воспользовалось магматическое вещество даек. Рудные тела в ряде случаев размещаются вблизи них или даже примыкают к их контактам.

Определенные трудности при расшифровке возраста и происхождения пород вызывают согласные интрузивные тела — в первую очередь силлы, а также лополиты и лакколиты. Силлы — это обычно маломощные (редко десятки метров) волнообразно изогнутые в складчатых областях (наподобие «грифленой плиты» или стиральной доски) пластовые тела. На одном из флангов они, резко изгибаясь, пересекают слоистые породы. Это — питающий канал интрузивных тел (см. рис. 18).

Лополиты и лакколиты — согласные тела соответственно блюдце- и грибообразной формы. Первые, характерные для ультраосновных и основных пород, достигают в диаметре значительных размеров. Например, Бушвельдский лополит (ЮАР), вмещающий месторождения платины и хрома, имеет размер 300×480 км при мощности около 6 км. Лакколиты редко достигают в диаметре 5—7 км и характерны для кислых интрузивных пород (ими, например, сложены горы в окрестностях Пятигорска и Железноводска).

Картируемые интрузивные магматические тела проявлены главным образом на континентах, и почти все являются составной частью верхнего, гранитогнейсового слоя земной коры. Особенно это касается гранитоидных батолитов, которые не известны

на островах Мирового океана и которых, видимо, нет в базальтовом слое планеты.

В геосинклинальных областях вулканическая деятельность, широко протекавшая в пределах островных дуг, расположенных над погружающимися под континент фокальными зонами субдукции, происходила нередко одновременно с интрузивной или перемежалась с нею. При этом питание как вулканических, так и сходных по составу интрузивных тел осуществлялось одними и теми же глубинными магматическими очагами. В результате возникали *вулканоплутонические комплексы*, сложенные как глубинными, так и излившимися на поверхность породами, родственными по составу и близкими по возрасту. В пределах геосинклинальных зон, т. е. по окраинам континентальных плит, они пополняли гранитогнейсовый слой литосферы. По мнению многих исследователей [12, 20, 25], магматическая деятельность сопровождалась (чаще заканчивалась) процессом образования рудных месторождений.

В пределах океанических плит главная магматическая деятельность также осуществляется в зонах их окраин. В рифтовых впадинах, разделяющих две океанические плиты, происходили мощные излияния базальтов и родственных им пород, образовавших покровы. Можно предполагать, что вдоль границ рифтов в зонах глубокопроникающих разломов формировались интрузивные штоки перидотитов и ультрамафических пород, а также дайки основного состава. Подобная вулканоплутоническая деятельность, пополнявшая базальтовый слой литосферы, также сопровождалась процессом рудообразования. В настоящее время уже нельзя отрицать, что именно процесс рудообразования в океаническом рифте привел к появлению руд Fe, Pb, Zn, Cu и Ag в Красном море, к проявлению соединений этих металлов в районе Галапагосских островов и хр. Хуан-де-Фука. Предполагают также, что образование подавляющей массы железо-марганцевых конкреций на дне Тихого океана произошло в связи с магматической деятельностью в зоне срединно-океанического рифта.

Глава II

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Прежде чем перейти к рассмотрению современных представлений, касающихся условий образования руд металлов, необходимо кратко остановиться на самом понятии «рудное месторождение».

Дело в том, что это понятие геолого-экономическое. Помимо геологических и генетических оно включает такие характеристики, как качество руд (определяющееся содержанием металла в руде), количество руд и металла, рентабельность разработки, стратегическая ценность сырья в данный период. Поэтому под

рудным месторождением понимают такие сравнительно крупные природные скопления минералов любого состава и происхождения, которые при современном уровне техники экономически выгодно (или необходимо со стратегической точки зрения) добывать в настоящее время или в ближайшем будущем. *Рудой* называется минеральное образование, в котором заключено некоторое количество металла (в единице массы или объема), извлекаемое рентабельно при современном состоянии экономики и техники (или необходимое для стратегических целей страны, например Rb, Cs и др.).

Значительную ценность в последнее время приобрели комплексные руды, в которых помимо основных количеств двух-трех металлов содержатся существенные примеси рентабельно извлекаемых еще нескольких компонентов. Ценность таких руд определяется суммарной стоимостью всех металлов.

Различают рудные месторождения черных металлов и их сплавов (Fe, Ti, W, Mo, V и др.), цветных (Cu, Pb, Zn, Ni, Sn, Sb, As, Al и др.), благородных (Au, Ag, Pt и платиноиды), редких (Bi, Hg, Ta, Nb, Be, Li, Zr, Hf, TR, Cd, Ge, Ss, Tl, Se, Te, Sr и др.) и радиоактивных металлов (U, Th),

Рудные месторождения разделяют на две серии — *эндогенную*, объединяющую месторождения, связанные с проявлением внутренних (или эндогенных) процессов Земли, и *экзогенную*, включающую месторождения, формирующиеся на земной поверхности (или вблизи нее) в результате приповерхностных (экзогенных) процессов.

До настоящего времени представления об источнике металлов эндогенного происхождения остаются в определенной мере спорными. В 1940—1970 гг. многие геологи (А. Н. Заварицкий, А. Е. Ферсман, С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин, Г. Д. Афанасьев, О. Д. Левицкий и др.) придерживались мнения, что источником металлов являются магматические расплавы. По мнению этих исследователей, руды либо локализуются внутри остывающих масс внедрившихся интрузивных пород, либо чаще покидают их в виде летучих и растворимых компонентов. Они проникают вверх в земную кору, где при снижении давления и температуры раскристаллизовываются, переходя в рудные и жильные минералы.

Наряду с этим существовали и до сих пор бытуют и даже развиваются гипотезы о том, что источником металлов являются сами породы (В. С. Домарев, Н. Г. Судовиков, Я. Н. Белевцев и др.). Предполагается, что при процессах метаморфизма (преобразовании пород, залегающих на больших глубинах в условиях высоких давлений, температур и существования поровых минерализованных растворов) соединения любых металлов выщелачиваются, а затем поступают в верхние части земной коры. При этом в метаморфизующихся породах металлы содержатся в кларковых концентрациях. В возникающих рудах содержание их возрастает в тысячи, а для Be, As, Sb, Hg, Ag, Bi, Au — даже в десять—двадцать тысяч раз и более.

В последнее время многие отечественные исследователи (В. И. Смирнов, Д. С. Коржинский, Е. А. Радкевич, А. Д. Щеглов, Н. П. Лаверов, А. А. Маракушев, а также авторы книги и многие другие) все более склоняются к мысли, что источником ряда металлов (Cr, Co, Ni, Pt и платиноиды, Pb, Sn, Cu, Hg, Au, Ag и др.) наряду с магматическими расплавами может являться вещество мантии.

МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ

Последние геолого-геофизические данные свидетельствуют о существовании гипоцентров землетрясений на глубине 750 км, что намного превосходит мощность земной коры. Они устанавливаются в пределах «корней» фокальных зон субдукции, погружающихся под островные вулканические дуги и формирующиеся складчатые пояса на некоторых окраинах континентов. Очевидно, причиной возникновения глубокофокусных гипоцентров землетрясений могут выступать глубинные процессы, отражающие перестройку нижних геосфер планеты. В частности, предполагается переход одних соединений в другие, который сопровождается выделением тепла, появлением расплавов и газообразных веществ. На глубине около 1000 км под большинством вулканических дуг обнаружен слой ослабленных пластических масс (возможно, содержащих некоторые соединения в пластическом расплавленном состоянии). Здесь же установлено проявление конвективных *тепловых потоков*. Это громадные в поперечнике и по вертикали области подъема из мантийных геосфер планеты тепловой энергии, летучих и расплавленных компонентов. В пределах таких областей геотермический градиент (рост температуры пород с углублением в недра Земли), обычно равный около 20—25 °C/1 км, превышает эту величину. Подсчитано, что энергия тепловых потоков в десятки раз превосходит энергию высвобождающуюся при вулканизме и землетрясениях. Предполагают, что зарождение тепловых потоков происходит на границе жидкого внешнего ядра планеты и нижней мантии, т. е. на глубине около 2900 км. Напомним, что возможно разделение вещества планеты на сравнительно легкие «всплывающие» железисто-кремнистые комплексы и летучие газы, с одной стороны, и «погружающиеся» жидкие существенно железо-никелевые соединения, с другой. Таким образом, вероятнее всего, в этой области, представляющей собой сложную систему газ—расплав—твердое вещество, происходит непрерывное отделение летучих компонентов.

Летучие компоненты, по мнению исследователей [5, 14, 28], возможно, представляют собой сложные ионизированные комплексные соединения на основе фтора, хлора, водорода, фосфорной, хромовой и других кислот, углерода, азота и соединений типа CO, COCl₂, COF₂, CSN, CN, CS, CH₄ и др. В целом они образуют *флюидную систему*. В рассматриваемых глубинных условиях летучие соединения находятся в надкритическом состоянии.

Кислород при этом нелетуч (или обладает крайне низкой летучестью) и не входит в состав системы. В результате газообразные компоненты характеризуются восстановительными свойствами (катионы соединений отличаются наименьшей валентностью), и соответственно флюиды называют восстановленными. В комплексных летучих соединениях как бы растворены разнообразные металлы. Исходя из проведенных экспериментальных исследований высказываются предположения [14, 28], что летучие фторидные соединения переносят такие металлы, как Be, Mg, Mn, Al, Fe, As, Sb, Ti, Th, Sn, Nb и Ta, U, V, хлоридные соединения — Cu, Ag, Au, Tl, Hg, Pt, Pd. С соединениями, образованными на основе водорода, мигрируют Hg, Cr, Cu, Ni, Co, U, Th, щелочные и щелочноземельные металлы. Водородные соединения представляют собой, возможно, ионизированные гидриды типа MeH.

Летучие соединения отделяются из пластичных, расплавленных компонентов мантийно-ядерного вещества. Появляются они, возможно, в виде мельчайших газовых пузырьков. Пузырьки сливаются в пластичном веществе в пленки и струйки, перемещающиеся вверх между твердыми компонентами.

Проследим путь флюидной системы вверх от границы жидкого внешнего ядра и нижней мантии. Перегретые соединения летучих компонентов переносят тепло в верхние геосферы Земли. Именно флюиды питают и поддерживают конвективные тепловые потоки. Возможно, на границе нижней и верхней мантии (глубина около 900 км), где устанавливается прерывистая сфера разуплотненного вещества, флюиды местами пополняются новыми соединениями. Это может привести к нарушению равновесного состояния в «подошве» верхней мантии и проявлению здесь очагов глубокофокусных землетрясений. Выше, в астеносфере, поток флюидов вызывает как бы «вспучивание» ее и образование куполов. Кровля куполов располагается наиболее близко от поверхности планеты (50—100 км под океаническими рифтами, 150—200 км — под структурными постройками континентов). Здесь в первую очередь и возникают мантийные очаги — громадные камеры, заполненные полурасплавленным веществом астеносферы, содержащим летучие компоненты. Например, советский вулканолог Е. К. Мархинин [16] установил, что такие мантийные очаги под Курильской островной дугой находятся на глубине 100—150 км.

Давление и температура в кровле очагов меньше по сравнению с окружающей средой, поэтому система флюидов в них начинает качественно изменяться. Во взаимодействие с ними вступает сильнейший окислитель — кислород. Он вызывает распад гидридов металлов. Правда в связи с ничтожной концентрацией кислорода сначала распадается лишь очень небольшая их часть. Тем не менее этот процесс ведет к появлению летучих гидроксильных групп. Начинается смена гидридной (водородной) формы переноса металлов гидратной — соединениями на основе ионов OH. По мере подъема флюидов и нарастания концентрации лету-

чего гидрат-иона (увеличения количества кислорода) сильно восстановительные свойства флюидной системы начинают ослабевать и ионы металлов с низшей валентностью все в большей мере преобразуются в ионы с более высокой валентностью. Кроме гидратных, во флюидной системе появляются (сначала также в ничтожных концентрациях) соединения металлов с ионными группами H_2S , HCl , HF , NH_3 , H_2SO_3 . Отчасти, видимо, сохраняются и первичные формы летучих соединений.

Реакции перехода от гидридной формы газов к гидратной сопровождаются выделением тепла. Эти реакции наряду с накоплением летучих способствуют энергичному образованию мантийных очагов. Поэтому цепочка их как бы трассирует путь флюидов в слое астеносферы.

Из астеносферы летучие соединения металлов могут проникать в базальтовый и гранитогнейсовый слой земной коры двумя способами: 1) совместно с расплавами, в которых летучие (в том числе соединения металлов) частично растворяются; 2) в составе потока мантийных флюидов. В первом случае вещество астеносферы либо вступает во взаимодействие с расплавляющимися породами базальтового слоя (что ведет к образованию в нем новых магматических расплавов, приближающихся по составу к базальтовым), либо непосредственно «пробивается» в земную кору в зонах континентальных и океанических рифтов, а также по глубокопроникающим разломам земной коры.

Ряд исследователей считают, что под континентальными рифтами зарождаются мантийные расплавы, обогащенные соединениями углерода. Они образуют сложные комплексы вулканогенных и плутоногенных образований ультрамафического — щелочного состава, а также крупные тела карбонатитов — карбонатной породы магматического и метасоматического генезиса. С образованием карбонатитов связано формирование месторождений Nb—Ta, TR, реже Zr, Sr, P, Fe, Ti, Cu, Pb и Zn. Предполагается, что из мантийных расплавов, проникающих в океанические рифты, формируются ультрамафические глубинные породы. Считают, что с ними могут быть связаны магматические месторождения Cr, Pt и платиноидов, Fe, P, Cu—Ni—Co.

При втором способе транспортировки соединений металлов — в потоке мантийных флюидов — они поднимаются через базальтовый и гранитогнейсовые слои преимущественно по зонам глубоко проникающих разломов. При этом газы проникают в микротрещины и тектонически нарушенные границы минералов. В зонах разломов, сообщающихся с поверхностью земли, по мере приближения к ней быстро возрастает концентрация кислорода. Это приводит к знаменательному событию в «жизни» поднимающихся газов. Сохранившаяся в их составе большая часть гидридов металлов (MeH) бурно переходит в гидратную форму ($MeOH$). Возникают также и другие кислород-, карбонат- и углеводородсодержащие ионизированные газы. Катионы металлов, сохранившие низшую валентность, сменяются формами с высшей

валентностью. Закись углерода превращается в CO_2 . Появляются ионизированные комплексные соединения на основе H_2CO_3 .

Часть летучих фторидных, хлоридных и сернистых соединений металлов переходит в летучие комплексы на основе HF , HCl , H_2S . В целом флюидная система приобретает свойства окислителя, и подобные флюиды, возникающие преимущественно в «подошве» гранитогнейсового слоя, называют окисленными.

Флюидные потоки переносят очень большие количества металлов. Проф. Ф. А. Макаренко подсчитал, что в виде флюида в земную кору только в течение года поступает $0,7\text{--}1 \text{ км}^3$ минерализованной воды, содержащей соединения различных металлов от 30 тыс. до 1 млн. т.

На глубине около 5—10 км от поверхности планеты поток флюидов проникает в породы, нагретые до температуры меньшей, чем критическая температура компонентов потока. В результате по мере дальнейшего подъема система охлаждается и преобразуется сначала в газово-жидкую (или пневматолитовую), а затем в поток гидротермальных растворов — т. е. горячих газово-водных растворов магматического происхождения, содержащих в ощутимых концентрациях растворимые соединения SiO_2 и различных металлов. Небольшое количество газов представлено главным образом ионизированными соединениями F , Cl , а также CO_2 , H_2S , CH_4 и др. Руды образовались при раскristализации пневматолитовых и гидротермальных растворов.

Подъем потока флюидов мантийного происхождения подтверждается присутствием руд в зонах океанических рифтов. Как известно, здесь проявлены разломы, проникающие через тонкий базальтовый слой океанических плит в мантию. В настоящее время в пределах одной из таких зон, на дне Красного моря, на глубине 2 км разведано крупное месторождение руд Fe , Pb , Zn , Cu и Ag [33]. Процесс рудообразования начался 100 тыс. лет и закончился 10 тыс. лет тому назад.

В зоне Центрально-Американского рифта, протягивающегося от Калифорнийского залива в Тихий океан, вблизи Галапагосских островов (на расстоянии 1000 км от Центральной Америки и на глубине 2850 м) из специальных подводных аппаратов удалось наблюдать образование вдоль разломов залежей рудных минералов Fe , Cu , Zn [33]. Температура металлоносных газов, выходящих на дно океана, была оценена в $600\text{--}800^\circ\text{C}$. При смешивании с морской водой она понижалась до $21\text{--}350^\circ\text{C}$. Именно при этом происходило почти мгновенное образование рудных частиц, падающих на дно наподобие «дождя». Была примерно определена плотность газов — $0,6 \text{ г/см}^3$.

Все изложенное, а также многие другие косвенные данные, свидетельствующие о поступлении металлоносных флюидов в земную кору, заставляют геологов считаться с возможностью мантийного источника руд многих металлов, особенно халькофильных элементов — Cu , Ni , Co , Pb , Zn , Fe , U , As , Sb , Bi , Au , Ag , Hg и др.

В геологической литературе проблема магматических источников руд освещается на протяжении многих десятилетий. Если суммировать высказанные взгляды, то схему зарождения и развития магматических источников можно поделить на два периода.

Источники, представляющие металлоносные расплавы, зарождаются в литосфере. Они возникают в глубоких областях следующих геотектонических построек земной коры: 1) в геосинклинальных зонах, ограничивающихся со стороны океанических плит зонами субдукции, 2) в океанических рифтах, 3) в континентальных рифтах, 4) в зеленосланцевых поясах щитов, 5) в зонах активизации (возникающих в любых участках континентальных плит). Толчком к образованию в литосфере магматических расплавов служит появление тепловых потоков, куполов астеносферы и флюидов мантийного и мантийно-ядерного генезиса. Расплавы имеют состав, приближающийся либо к базальтовому, либо гранитному. Большая часть соединений металлов в них поступает из переплавляющихся пород литосферы, меньшая — из астеносферы и флюидов. Эволюция расплавов протекает на фоне тектонических движений — образования складок и перемещения пород по разломам.

Период зарождения и существования одной базальтовой магмы. Базальтовая магма появляется после того, как полурасплавленное, несущее тепло вещество астеносферы, постепенно разрастаясь вверх, достигает «подошвы» базальтового слоя. Как известно, он представлен главным образом перидотитами. Флюиды, опережающие вещество астеносферы, вступают во взаимодействие с перидотитами и значительно (на несколько сотен градусов) снижают их температуру плавления. Это способствует появлению в подошве базальтового слоя расплава, который заполняет непрерывно разрастающуюся камеру, очаг, формой напоминающую, скорее всего, гигантскую шляпку гриба. По мере роста камеры заполняющий ее расплав становится все более неоднородным. В центре расплав наиболее нагрет и обогащается алюмосиликатами Fe, Mg, Ca. В глубоких частях он испытывает максимальное давление и силу тяжести. Сюда стягиваются выплавки с наибольшей плотностью. В верхней, наименее нагретой области камеры скапливаются летучие соединения и алюмосиликаты K и Na. В результате неоднородности расплав начинает дифференцироваться — разделяться на слабосмешивающиеся жидкости, которые отличаются составом, свойствами и температурой кристаллизации. Наиболее низкоплавкие порции расплава, заключающие запас тепла, в подобных условиях оказываются самой подвижной жидкостью в магматической камере. При достижении ее «корнями» глубинных разломов эти расплавы «выжимаются» в трещины. Опережая основную массу расплавленного вещества, они «пробиваются» вверх до тех пор, пока не растратят накопленное тепло и не начнут кристаллизоваться.

В океанических рифтах, где гранитогнейсового слоя нет, а базальтовый — тонок, магматические расплавы характеризуются перидотитовым составом. На океаническом дне в обилии накапливаются вулканиты, а сравнительно неглубоко от поверхности дна кристаллизуются интрузивные тела ультрамафитов.

На континентах (в геосинклинальных областях, рифтах и зонах активизации) существует сравнительно мощный гранитогнейсовый слой. Здесь лишь некоторые порции расплавов успевают достичь дневной поверхности. При этом по пути они частично переплавляют породы слоя. Состав расплавов «усредняется», и накапливающиеся вулканиты чаще характеризуются андезитовым (средним), реже диабазовым (основным) или дацитовым, дацит-липаритовым (переходным к кислому) составом. На глубине возникают преимущественно интрузивы габбро, реже ультрамафитов или диоритов (т. е. ультраосновного или среднего состава).

В пределах некоторых интрузивных тел, кристаллизующихся в обстановке, способствующей концентрации рудных минералов, могут локализоваться скопления магматических руд: Cr, Pt, Fe, P — в океанических рифтах, а на континентах, кроме того, Fe, Ti и V, Cu, Co и Ni.

Однако чаще соединения металлов покидают начинающие кристаллизоваться материнские расплавы. Отделяются они в виде газов и растворов. Главной составной частью их выступают ионизированные компоненты воды — H^{1+} и OH^{1-} . Присутствуют также различные комплексные летучие соединения O, F, Cl, CO_2 , S, SO_3 , H_2S и др. Очень важная роль принадлежит молекулярной воде, концентрация которой в расплавах достигает первых процентов или их долей. Поведение ее контролируется давлением и температурой.

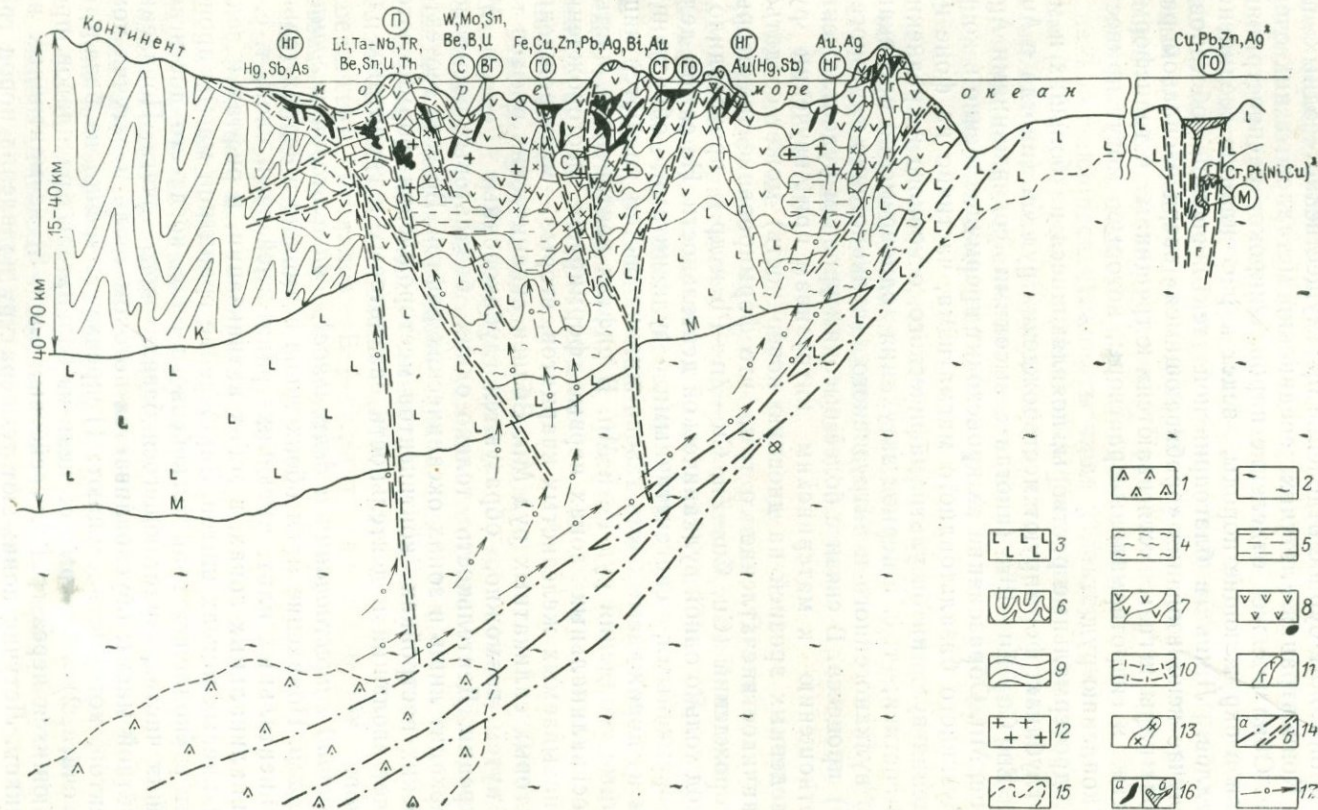
При раскристаллизации расплавов на большой глубине (значительные P и T) молекулярная вода «отгоняется» в наиболее тугоплавкие (железо-магнезиально-силикатные) порции расплавов, обладающие «запасом» тепла (*остаточные расплавы*). Накопление в них воды объясняется ее лучшей растворимостью. То же происходит с большей частью других летучих, в том числе соединений металлов. В результате в остаточном расплаве базальтового очага накапливаются соединения металлов, характеризующихся большим сродством к сере (халькофильных металлов) — Cu, Co, Ni, Pb, Zn, Fe, Bi, Ag, As, Sb, Hg и др. Однако концентрация их может возрастать до определенного уровня. Поэтому, когда начинает остывать и остаточный расплав, из него выделяются «лишние» молекулярная вода и летучие. Образуется газово-жидкая система, содержащая соединения металлов. Фронт ее постепенно продвигается вверх, переходя в условия все более низких давлений и температур. Это приводит к сжижению основной массы газов и возникновению гидротермальных растворов.

Иначе отделяются соединения металлов от расплавов в обстановке малых глубин, когда магме почти удается «пробиться»

к поверхности земли. В этом случае вода в расплавах существует только в виде газовой фазы [14]. Поэтому при раскристаллизации происходит бурное отделение преимущественно «водных» паров. Концентрация летучих соединений металлов в них очень мала. Обильное же отделение паров, широко распространяющихся в окружающие породы, ведет к рассеиванию соединений металлов. Лишь в благоприятной тектонической обстановке (в случае использования «пробивающихся» вверх расплавом разломов) пары и газы «стягиваются» к трещинам и трансформируются в гидротермальные растворы, которые могут привести к накоплению руд.

Гидротермальные растворы, появляющиеся на больших и малых глубинах, формируют месторождения руд Cu (иногда с Au), Cu и Zn, Cu—Zn—Pb (иногда с высокими содержаниями Ag), Au, Fe, Mn. Образование их происходит преимущественно в конце интрузивного базальтоидного магматизма, частично на фоне накопления вулканитов ультрамафического, основного и среднекислого состава, т. е. в период затухания одновременно протекающего вулканогенного и интрузивного (вулканогенно-плутоногенного) процесса. В связи с более высоким уровнем рудоотложения по отношению к материнским интрузивам при изучении руд (выведенных эрозией на дневную поверхность) может создаться обманчивое впечатление о том, что формирование некоторых месторождений (Cu, Cu—Zn, Cu—Zn—Pb и др.) происходило в период только одной вулканической деятельности. На самом деле, одновременными, сингенетическими с вулканитами, образующимися из порождаемых ими газово-жидких систем являются лишь крупные скопления руд Fe и Mn. В рифтах континентов, частью в геосинклинальных зонах первые формируют месторождения так называемых железистых кварцитов, вторые — месторождения пластовых силикатных руд Mn. Вблизи океанических рифтов таким путем, возможно, образуются глубоководные Fe—Co—Mn конкреции. Деятельность только одних базальтовых расплавов происходит лишь в зонах океанических рифтов. Во всех геотектонических постройках континентов месторождения формируются за счет эволюции и деятельности базальтовых и гранитных расплавов.

Период существования и деятельности базальтовой и гранитной магм. Появление магм обоих типов возможно в недрах только континентальных плит, имеющих гранитогнейсовый слой, т. е. в геосинклинальных зонах, в зонах активизации, в рифтах и зеленосланцевых поясах щитов. Зарождение гранитной магмы происходит в «подошве» гранитогнейсового слоя, когда его достигает верхняя часть разрастающегося базальтового очага. Появление гранитной магмы обуславливается потоком тепла и летучих компонентов, которые поступают: 1) преимущественно из базальтового очага, 2) в меньшей степени из базальтовых расплавов, пробивающихся через гранитогнейсовый слой, 3) из мантийных источников. Летучие понижают температуру плавления пород гра-



нигогнейсового слоя, и поэтому даже части тепла базальтового очага достаточно для образования гранитной магмы. Поскольку она имеет невысокую температуру плавления (видимо, около 1000°C), очаг ее в одних частях слоя разрастается, а в других — отмирает и заполняющие его расплавы раскристаллизовываются.

В результате этого в пределах одних геотектонических построек появляются обширные глубокодифференцирующиеся очаги гранитной магмы, а в других — слабофункционирующие, приводящие к появлению гидротермальных растворов и месторождений с ограниченным набором соединений металлов.

Таким образом, намечается два основных пути развития и функционирования гранитного очага. Первый преимущественно типичен для зеленосланцевых поясов, щитов и геосинклинальных зон с гранитогнейсовым слоем умеренной мощности. Магматическая и рудообразующая деятельность осуществляется главным образом очагом базальтовой магмы (рис. 19). Она фиксируется преобладанием эффузивных и интрузивных пород ультрамафического, основного и среднего состава, проявлением многочисленных месторождений Cr, Pt, Fe—Ti—V, Fe, Cu—Co—Ni, Cu, Cu—Zn, Cu—Zn—Pb, Pb—Zn — бариты, Pb—Ag, Au.

Параллельно проявляющаяся деятельность слабо развитого очага гранитной магмы выражается в образовании небольших потоков и вулканических аппаратов, сложенных среднекислыми и кислыми породами, а также массивов гранитоидов. Последние (при отсутствии дифференциации в гранитном очаге) могут оказаться нерудоносными. В случае дифференциации в остаточных гранитных расплавах накапливаются соединения металлов, обладающих большим сродством к кислороду (siderофильных металлов), — W, Sn, Fe, U, В, Be. Отделяясь на небольших глубинах вместе с газовой-жидкими (пневматолитовыми) растворами, эти соединения формируют руды Be, В, W, W—Mo. На значительных глубинах появляются гидротермальные растворы, из которых формируются месторождения Fe, W и Mo, Sn, U, Th и других металлов. Кроме гидротермальных могут образоваться скарновые месторождения W и Mo. Они локализуются на контактах алюмосиликатных (главным образом, гранитоидных) и карбонатных пород. Возникают реакционные породы — скарны, сложенные

Рис. 19. Модель образования рудных месторождений в этап проявления очагов базальтовой и гранитной магмы, разрез.

М — поверхность Мохоровичича, К — поверхность Конрада, Ф — фокальная зона Заварицкого—Беньоффа (зона субдукции). Буквами (в кругах) обозначены месторождения: пегматитовые — П; скарновые — С; гидротермальные: ВГ — высокотемпературные, СГ — среднетемпературные, НГ — низкотемпературные; гидротермально-осадочные — ГО; 1 — вещество астеносферы; 2 — верхняя мантия; 3 — породы базальтового слоя; очаги: 4 — базальтовой магмы; 5 — гранитной магмы; 6 — древние породы гранитогнейсового слоя; 7 — терригенно-вулканогенные породы; 8 — экстрезивные образования; 9 — карбонатно-терригенные породы; 10 — терригенные породы; 11 — интрузивы основного и щелочного состава; 12 — батолиты гранитоидов; 13 — штоки гранитоидов; 14 — зоны деформаций; а — субдукции (или фокальные), б — глубинного типа; 15 — предполагаемые границы геологических образований; 16 — рудные тела: а — добываемые руды, б — руды будущего; 17 — направление потоков флюидов

пироксенами, гранатами, некоторыми гидроксилсодержащими силикатами Fe и Ca, среди которых кристаллизуются шеелит — CaWO_4 , вольфрамит — $(\text{Fe}, \text{Ca})\text{WO}_4$ и молибденит — MoS . После формирования месторождений деятельность гранитного очага прекращается.

Сократившийся, но продолжающий функционировать очаг базальтовой магмы может привести к образованию скарновых и гидротермальных руд Pb—Zn—Cu , а также средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений $\text{Au—Ag}, \text{As}, \text{Sb—Hg}$. Деятельность очага распознается по обнаружению наиболее молодых покровов базальтов, андезитов, штоков и даек основных и щелочных пород.

Резко выраженная активность гранитного очага чаще устанавливается в зонах активизации и в геосинклинальных зонах с мощным гранитогнейсовым слоем. Здесь слабо проявлены гидротермальные месторождения $\text{Cu}, \text{Pb—Zn}$, связанные с ограниченной деятельностью базальтовой магмы. Активность гранитного очага выливается в накопление мощных толщ кварцевых порфиров, фельзитов, альбитофиров, дацитов, а также в формирование крупных, вытягивающихся на сотни километров батолитов гранитоидов и более мелких интрузивных образований. В корневых частях гранитных батолитов длительно сохраняются небольшие камеры остаточного расплава, обогащенного летучими, — так называемые пегматитовые очаги. Это источники жильобразных пегматитовых тел и редкометалльных руд $\text{Li}, \text{Ta—Nb}, \text{Ce}, \text{Cs}, \text{Rb}, \text{Be}, \text{Sn}, \text{U}, \text{Th}$ и др.

С более поздними порциями гранитных расплавов связано появление пневматолитовых и гидротермальных растворов, дающих начало скарновым и гидротермальным месторождениям $\text{Be}, \text{W}, \text{Mo}, \text{Sn}, \text{U}$.

По мере затухания (раскристаллизации расплавов) гранитного очага все более активно начинает проявляться деятельность базальтового, ранее как бы прикрытого «шапкой» расплавленной гранитной магмы. Эта деятельность фиксируется формированием интрузивов и даек основных и щелочных пород, а также вулканитов базальтового, андезито-базальтового, иногда трахитового, фонолитового и другого состава. С базальтовыми расплавами связано образование полиметаллических, сереброносных, свинцово-цинковых, золотых и золото-серебряных, сурьмяно-ртутных и ртутных руд. Как правило, месторождения этих руд локализируются в участках складчатых поясов и зон активизации, не несущих руды сидерофильных элементов — $\text{W}, \text{Mo}, \text{Sn}, \text{U}, \text{Th}, \text{TR}$, т. е. пространственно разобщены.

Таким образом, источником эндогенных руд выступают: 1) флюиды мантийного (и, возможно, мантийно-ядерного) происхождения — руды $\text{Cu}, \text{Pb}, \text{Zn}, \text{Fe}, \text{As}, \text{Sb}, \text{Bi}, \text{Au}, \text{Ag}$ и т. д.; 2) мантийные расплавы — руды $\text{Cr}, \text{Pt}, \text{Cu—Co—Ni}, \text{Fe—Mn—Co}, \text{Nb—Ta}, \text{TR}, \text{Zr}, \text{Sr}, \text{Fe}, \text{P}, \text{Cu}, \text{Pb}$; 3) остаточные расплавы базальтовой магмы ($\text{Cr}, \text{Pt}, \text{Fe—Ti—V}, \text{Fe}, \text{Cu—Ni—Co}, \text{Cu}, \text{Cu—Zn}$,

Pb—Zn—Cu, Au, Ag, Bi, As, Sb—Hg, Hg и т. д.) и гранитной (Li, Ta—Nb, TR, Ce, Cs и W, Mo, Sn, Fe, U, Th, Be, В и др.).

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Небольшая группа зарубежных исследователей (Дж. Ферхуген, П. Эскола, У. Файф и др.), а также отечественных (Н. Н. Белевцев, Н. Елисеев, Н. Г. Судовиков и их последователи) считают, что некоторые месторождения Fe, Mn, Ti, а также U, Cu, Pb—Zn, Au и даже Mo, Sn, TR и других металлов, залегающие в метаморфических породах, имеют метаморфогенное происхождение. Согласно представлениям упомянутых авторов [2], промышленные скопления руд возникают в результате *метаморфизма* вмещающих пород. Этот процесс состоит в преобразовании пород, погружившихся на глубину 5—10 км и более, в условиях повышенного давления (150—400 МПа), температуры (от первых сотен до 800 °С), а также при наличии в породах поровых растворов. При метаморфизме этих пород слагающие их породообразующие минералы, содержащие группу (ОН)¹⁻, переходят в минеральные формы, лишенные гидроксильной воды. Высвобождающаяся вода образует поровые растворы, нагретые до значительной температуры. Большинство металлов в метаморфизующейся породе представлено изоморфной примесью, заключенной (как правило, в кларковых количествах) в некоторых породообразующих минералах. В качестве изоморфной примеси выступают ионы (в данном случае — металлов), близкие по величине радиуса, валентности и типу главным элементам соединения (например, K, Na, Ca, Mg, Fe и т. д.) и замещающие их. Некоторая доля металлов представлена собственными природными соединениями, например Fe, Mn, Ti.

Сторонники метаморфогенного генезиса месторождений предполагают, что горячие поровые растворы способны вступать в химические реакции с вмещающими породами, выщелачивать некоторое количество металлов, становясь металлоносными и сходными по консистенции с гидротермальными растворами. Проникая на более верхние уровни или раскристаллизовываясь вблизи места своего образования, они способны формировать метаморфогенные рудные месторождения.

Извлечение из метаморфизующихся пород сравнительно растворимых соединений U, Fe, Mn, Ti и возникновение метаморфогенных руд находят определенное логическое объяснение. В частности, в метаморфогенных рудах Fe, например в железистых кварцитах, концентрация металла возрастает всего в 7—8 раз (с 5 до 40 %). Однако для богатых руд Cu, Pb, Au и др. необходимо допускать увеличение концентрации соответственно в 1000, 5500 и 25 000 раз. Сторонники метаморфогенного генезиса этих руд, естественно, затрудняются объяснить, какие природные процессы могут привести к столь высоким концентрациям металлов, содержания которых в породах не превышают кларковые. Встре-

ки экспериментальным данным исследователи, придерживающиеся метаморфогенного происхождения месторождений руд упомянутых металлов, вынуждены допускать значительную растворимость некоторых рудных минералов (например, Au, Pb, Sn и т. д.), опуская тот факт, что сам процесс метаморфизма пород на десятки и даже сотни миллионов лет опережает момент формирования руд. Кроме того, не приводится объяснений, почему в случае допуска выщелачивания рудных минералов наряду с ними не фиксируются гигантские массы породообразующих минералов? Действительно, последние, являясь в десятки и тысячи раз более легкорастворимыми (особенно карбонаты), должны были бы в обилии выноситься метаморфогенными растворами и сопровождать рудные тела.

Вместе с тем найти достаточное объяснение механизма формирования метаморфогенных месторождений, предполагая, что металлоносные растворы собираются из громадных объемов изменяющихся пород (десятки кубических километров) и стягиваются в зоны дробления, сопровождающие разломы, шириной обычно не более нескольких сотен метров, крайне трудно. Возможность извлечения металлов, находящихся в кларковом содержании, из вмещающих пород возможно лишь при условии их расплавления и последующей раскristаллизации, приводящей к накоплению их в остаточном расплаве. В связи с этим многие геологи, изучающие рудные месторождения цветных и редких металлов, и прежде всего их структуру, считают, что при постановке вопроса о возможном метаморфогенном происхождении месторождений руд цветных и редких металлов к нему следует подходить с более широких позиций. Прежде всего следует учитывать, что крайним проявлением метаморфизма является палингенное плавление пород гранитогнейсового слоя *in situ*, протекающее в условиях глубокого погружения и сильного прогревания (до 700—800°C). Такое плавление может быть также вызвано проникновением из глубин тепловых потоков и флюидов.

Учитывая вышеизложенное, можно считать, что формирование месторождений, согласно ранее рассмотренной гипотезе Я. Н. Беллечева и др., обосновано лишь для некоторых рудных объектов, в которых главные компоненты руд находятся в повышенных концентрациях во вмещающих породах или характеризуются высокими кларковыми содержаниями. Руды других металлов в большинстве случаев образуются за счет иных источников.

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Экзогенные руды образуются из обнажающихся на дневной поверхности горных пород (или обнажавшихся в геологическом прошлом), подвергшихся разрушению механическим, химическим и биохимическим путем. Для этих руд намечается три основных вида источника металлов.

Главным из них являются некоторые рудные минералы, заключенные в породах, значительно реже — определенные породообразующие минералы, содержащие изоморфную примесь металлов. Последние из этих минералов обычно достаточно равномерно рассеяны в породах, разрушающихся под воздействием водно-воздушных агентов, включая ветер и таяние льдов, а также суточных колебаний температуры. При воздействии этих агентов практически на любую, казалось бы, прочную породу на ее поверхности образуется слой рыхлых отложений, называемый корой выветривания. При этом минералы, содержащие Cl, S, Na, K, F, Ca, Mg, P, переходят в сравнительно растворимые формы, которые выносятся поверхностными водами и потоками. Тем самым в коре выветривания растет концентрация новообразующихся, но менее растворимых соединений, и прежде всего Ni, Co, Fe, Al, Mn, которая оказывается достаточной для формирования промышленных месторождений. Возникающие таким образом рудные объекты называют остаточными месторождениями кор выветривания.

При более интенсивном механическом и особенно химическом выветривании в самих формирующихся корах (в некоторых климатических условиях) растворяются минералы, содержащие Fe, Al, Mn. Они переходят в растворы, образуют коллоиды и взвеси, способные длительно мигрировать и поступать в отдаленные водоемы (озера, моря, океаны). В этих водоемах соединения Fe, Al, Mn выпадают в виде твердого осадка и образуют осадочные месторождения.

Вторым источником служат подвергающиеся окислению *поверхностные выходы* руд месторождений и *рассеянные скопления* рудных минералов (с непромышленным содержанием металлов или проявленные в малом масштабе). Как правило, это сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Ag, Bi, минералы, содержащие Ni, Co, Mn, отчасти U и некоторые др. Образующиеся при их окислении растворимые соединения проникают с грунтовыми водами в поверхностно-трещиноватые породы на глубину десятков и даже сотен метров. Здесь в восстановительных условиях они могут смениться более устойчивыми нерастворимыми минеральными формами. Образуются скопления богатых руд — так называемые зоны вторичного сульфидного обогащения. Растворимые соединения U, Cu, Fe, V могут не только проникать на значительную глубину в трещиноватые породы, но и перемещаться межпластовыми водами в горизонтальном направлении на достаточно большие расстояния, измеряемые многими сотнями метров и даже первыми километрами. При взаимодействии таких металлоносных вод с любыми осадителями в благоприятной обстановке могут формироваться промышленные месторождения так называемого инфильтрационного происхождения.

Третьим источником являются руды и непромышленные, обычно рассредоточенные скопления *труднорастворимых и тяжелых минералов*, разрушающиеся главным образом механическим

путем (не переходя в растворимые соединения), — самородные Au и Pt, вольфрамит — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, оксиды Sn, Ti, Ta—Nb, ильменит — FeTiO_3 , монацит — $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th})\text{PO}_4$ и др. Миграция этих соединений осуществляется преимущественно текучими водами (в том числе морскими волнами), но может производиться также ветром и движущимся ледником. Большая плотность рудных минералов способствует их накоплению на участках понижения скорости перемещающей их воды. В этих условиях возникают промышленные россыпные месторождения названных выше минералов.

РУДНЫЕ ТЕЛА, ИХ ФОРМА, ПОНЯТИЕ О РУДНЫХ СТОЛБАХ

Рудное месторождение любого генезиса обычно представляет собой систему территориально оближенных рудных тел, значительно реже — единое *рудное тело*. Под ним понимается скопление минералов, обладающее определенной геометрической формой и имеющее промышленное значение.

По способу отложения минерального вещества различают руды двух крайних типов: 1) руды выполнения открытых трещинных полостей, пустот, пор и руды накопления на (или вблизи) земной поверхности и дне водоемов, 2) метасоматические руды, образующиеся преимущественно в недрах Земли. Первые слагают рудные тела обычно с четкими геологическими границами. Вторые, как правило, возникают вдоль трещин за счет обменных реакций между компонентами рудоносных флюидов, газово-водных систем, растворов или расплавов и компонентами вмещающей породы. В результате тела метасоматических руд нередко представляют собой скопления вкрапленников (сочетающихся с мелкими прожилками), заключенных во вмещающей породе, и не имеют четких геологических границ. Контуры таких рудных тел определяются отпробованием.

Любое рудное тело имеет три измерения в пространстве: длину в горизонтальном направлении, протяженность по падению и «толщину», или мощность. В зависимости от соотношения этих величин различают рудные тела: 1) *изометричные*, имеющие примерно одинаковые размеры по всем направлениям (штоки, штокверки и рудные гнезда); 2) *плитообразные*, характеризующиеся значительной протяженностью в двух измерениях и сравнительно малой — в третьем (жилы, пласты и пластообразные залежи, линзы и линзообразные тела); 3) тела, обладающие в одном направлении значительной протяженностью, в двух других — меньшими размерами (*трубки, трубо-, столбо- и лентообразные* тела и залежи).

Для систематизации рудных тел их целесообразно разделить на три группы. Рудные тела, залегающие согласно напластованию пород, следует называть *согласными*, секущие слоистость пород — *секущими*. Рудные тела, локализованные на контакте магматических пород со слоистыми (преимущественно осадоч-

ными), называют *контактовыми*. При подобном разделении рудных тел на три группы — согласных, секущих и контактовых — некоторые морфологические типы рудных тел будут повторяться в двух, а иногда и в трех группах.

Согласные рудные тела в залегании подчиняются слоистости осадочных, метаморфических или эффузивных пород. К этой группе относятся также рудные тела в некоторых расчлененных интрузивных массивах, где они приобретают пластооб-

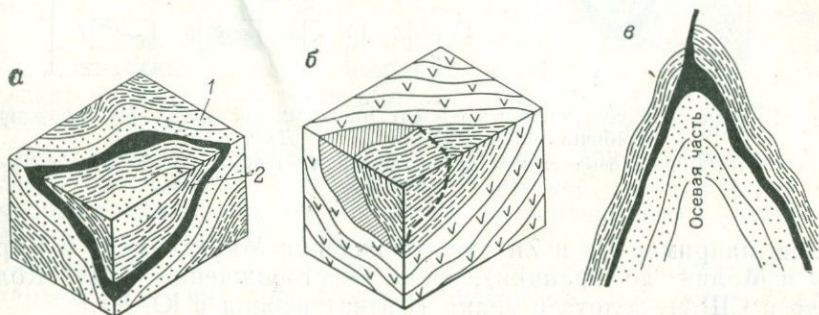


Рис. 20. Формы рудных тел, согласных со слоистостью вмещающих пород: *а* — пласт марганцевых руд между подстилающими песчаниками (1) и покрывающими глинистыми сланцами (2); *б* — линзы медно-колчеданных руд на контакте эффузивных пород и сланцев; *в* — седловидная залежь золотоносного кварца под глинистыми сланцами в антиклинальной складке

разную форму. Наиболее типичный представитель согласных рудных тел — *рудноносный пласт*, который в виде наклонного тела изображен на рис. 20. Это тело ограничено сверху и снизу почти параллельными поверхностями. Его размеры в плоскости напластования в сотни и тысячи раз превышают мощность. Так, например, пласты руд алюминия — бокситы, распространенные на Урале, нередко вытягиваются по протяжению на 10—20 км при мощности до 10 м. Отложения, залегающие над рудным пластом, получили название *перекрывающих*, а развитые под пластом — *подстилающих пород*.

Далеко не на всех месторождениях развиты рудные тела, резко отличающиеся по составу от подстилающих и перекрывающих пород. Обычно это наблюдается на пластовых месторождениях бокситов, Fe, Mn, Ni. На других месторождениях рудные пласты нередко отличаются от вмещающих пород лишь наличием вкрапленности и прожилков рудных минералов. Так, для медно-никелевых руд характерно залегание рудных тел внутри интрузивных массивов вблизи подошвы последних. Однако в последнем случае рудноносный пласт сложен не только рудными минералами, но и на 30—50 %, а иногда и более породообразующими минералами.

В слоистых осадочных породах пласты сплошных руд также редки. Чаще от окружающих пород они отличаются лишь развитием тонких прожилков, мелких скоплений и гнезд рудных мине-

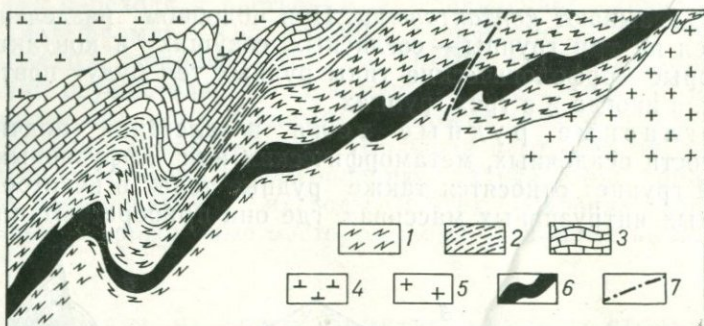


Рис. 21. Согласно со слоистостью пласт медистых кварцитов. Месторождение Чэмбиши, Зимбабве (по Д. М. Дэвидсону):

1 — кварциты; 2 — тальковые сланцы; 3 — доломиты; 4 — габбро; 5 — граниты; 6 — руда; 7 — разрыв

ралов, например Pb и Zn (месторождения Миргалимсай в Кара-тау и Малин во Франции), урана (месторождения плато Колорадо в США), золота и урана (Витватерсранд в ЮАР).

Рудоносные пласты в осадочных породах характерны для месторождений, называемых медистыми песчаниками. Например, на месторождении Чэмбиши в Зимбабве рудный пласт, несущий медное оруденение, залегает в нижней части пачки кварцитов — метаморфизованных песчаников. Кварциты и покрывающие их осадочные породы смяты в синклинальные и антиклинальные складки. Рудоносный пласт, содержащий минералы Cu, повторяет все изгибы горизонта кварцитов (рис. 21).

Другим типичным представителем согласных рудных тел можно назвать *рудные линзы* (см. рис. 20, б). Нередко они представляют собой рудные скопления большой протяженности, напоминающие по форме и условиям залегания чечевицу. Форму линз часто имеют колчеданные (т. е. существенно пиритовые) месторождения Cu, Cu—Zn, Cu—Pb—Zn.

Линзообразную форму имеют рудные тела уральских медно-колчеданных, алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений и др. Иногда рудные линзы залегают в местах изгиба по простиранию слоистых пород, и тогда с их перегибами сочетается форма рудных тел. В этом случае края линз характеризуются малой мощностью, а центральные их части — повышенной, измеряемой многими метрами или даже первыми десятками метров. Линзообразные залежи (и рудные линзы) типичны также для некоторых магматических медно-никелевых месторождений.

К согласным рудным телам относятся также *рудные ленты* — тела, обладающие большой протяженностью, но в несколько, иногда в 10—20 раз меньшей мощностью. Мощность таких лент обычно небольшая, не превышает первые метры. В поперечном разрезе рудные ленты имеют линзообразную форму. Рудные ленты (иногда их называют также лентообразными залежами)

характерны для свинцово-цинковых и многих других месторождений. Лентообразные залежи, сформировавшиеся в древних метаморфических породах, смятых в складки, обычно повторяют их форму. При этом ленты чаще всего залегают в изогнутых крыльях складок, а иногда проникают в их шарниры. Форма рудных тел становится очень сложной, напоминающей наклонные, срезанные с двух сторон вдоль длинной оси поверхности цилиндров.

Согласные золоторудные тела залегают преимущественно в сводах антиклиналей, реже в замковых частях синклиналей. В первом случае они получили название *седловидных залежей* (см. рис. 20, в). На многих месторождениях к седловидным залежам, повторяющим форму шарниров складок, снизу примыкают секущие рудные жилы. Они выполняли каналы, по которым поднимались рудоносные растворы (рис. 22). Нередко образуются не одна, а несколько седловидных залежей, размещающихся одна над другой в своде антиклинали. Например, на золоторудном месторождении Бендига в Австралии на вертикальном интервале 1385 м установлено 20 седловидных залежей.

Аналогичные многоярусные рудные тела чрезвычайно распространены и в свинцово-цинковых месторождениях, локализованных в древних метаморфических докембрийских породах. Такие серии седловидных залежей обычно образуются в сводах сильно сжатых антиклиналей. В частности, они проявились на крупнейшем свинцово-цинковом месторождении Брокен-Хилл в Австралии. Кроме седловидных здесь известны рудные тела, залегающие в шарнире сжатых синклиналей. Такие залежи называют *килевидными* (рис. 23). Рудные тела, размещающиеся в синклиналях с менее крутопадающими крыльями, например, наклоненными под углами от 20 до 60°, можно называть *корытообразными залежами*.

Секущие рудные тела пересекают пласты слоистых толщ или массивы и дайки интрузивных пород. Среди секущих тел преобладают *рудные жилы*. Они представляют собой плитообразные тела, протяженные по простиранию и в глубину, но обладающие сравнительно небольшой мощностью. В зависимости от угла наклона к горизонтальной плоскости различают жилы вертикальные, крутопадающие, пологопадающие и горизонтальные. Породы, нависающие над рудным телом, называют породами висячего, а расположенные под ним — породами лежащего бока. Рудные жилы обычно выполняют разрывы различного масштаба, секущие породы. Поверхность, по которой происходит соприкосновение рудной жилы с вмещающими породами, названа *зальбандом*.

Минеральные жилы имеют различные размеры. Однако ими принято именовать тела, протягивающиеся по протяжению по меньшей мере на несколько десятков метров и характеризующиеся мощностью не менее 20—30 см. Рудные тела меньших размеров обычно называют *рудными прожилками*. Обычно как рудные тела они известны только на месторождениях Au и Ag. Как

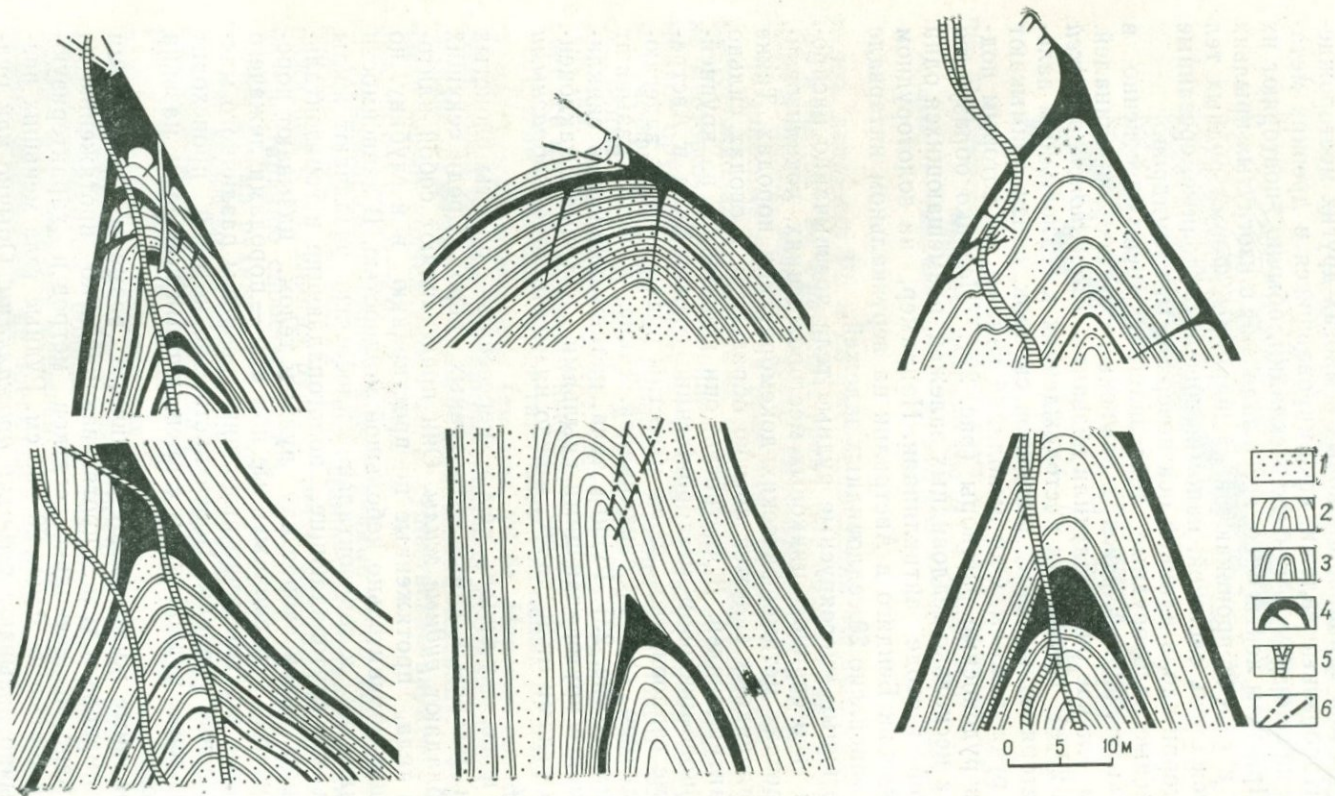


Рис. 22. Форма типичных седловидных золоторудных жил месторождения Бендиго, Австралия (разрезы). Видно, что от некоторых согласных со слоистостью жил в подстилающие породы проникают секущие апофизы (по Д. Э. Томасу):

1 — песчаники и алевриты; 2 — сланцы; 3 — маломощные прослои сланцев; 4 — кварцевые жилы; 5 — послерудные дайки мончицитов; 6 — разрывы

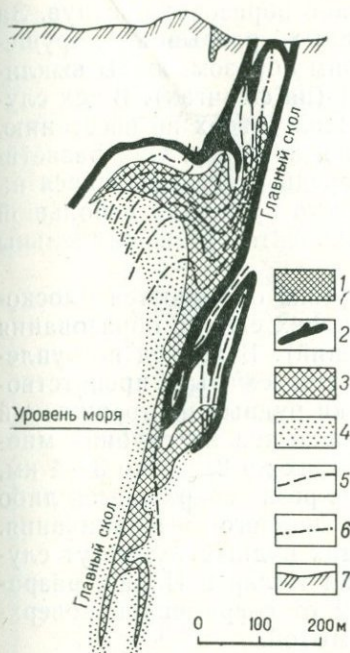


Рис. 23. Схематический разрез через месторождение Брокен-Хилл (по Ф. И. Вольфсону и А. В. Дружинину):

1 — верхний горизонт цинковых жил; 2 — среднее рудное тело; 3 — нижнее рудное тело; 4 — вкрапленное оруденение; 5 — оси синклиналей второго порядка; 6 — оси антиклиналей второго порядка; 7 — рыхлые отложения

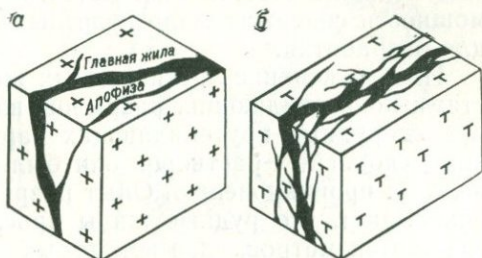


Рис. 24. Форма секущих рудных тел (блок-диаграммы):

а — массивная плитообразная жила с ответвлением (апофизой). б — ветвящаяся жила сложного строения (с более мощной «стволовой» частью и ответвляющимися от нее близко параллельными прожилками)

правило, рудные жилы слабо изогнуты, а в стороны от них отходят непротяженные рудные ответвления — рудные апофизы (рис. 24). Чаше они представляют собой прожилки и нередко бывают очень многочисленны в породах висячего бока. Изредка встречаются апофизы, имеющие относительно большую мощность (более 0,3—0,5 м) и протяженность 50—100 м. Такие апофизы могут рассматриваться в качестве боковых жил другого направления, отличающегося от основного, присущего главной жиле.

Мощность рудных жил редко сохраняется постоянной. Обычно она зависит от изгибов рудных тел по простиранию и падению. Например, увеличение мощности жил наблюдается на более круто- или пологопадающих отрезках. В первом случае в процессе оруденения происходили сбросы и висячий бок вмещающих пород опускался вниз. Во втором случае рудоотложение протекало в условиях подъема пород висячего бока, что характерно для взбросовых перемещений. Как правило, мощные участки жил чередуются с пережимами. Иногда жила по своей морфологии напоминает цепь удлиненных бусинок, нанизанных на нить. Такие жилы называют *рубцовыми*, или *четковидными*.

Если мощность жилы постепенно сходит на нет и жила исчезает, говорят о ее выклинивании. Однако вблизи поперечных разрывов, образовавшихся по ряду признаков до отложения руд данного месторождения, главная жила может разветвляться на це-

люю серию мелких жил и прожилков либо образовать раздув. За пределы таких ограничивающих дорудных разрывных нарушений оруденение не прослеживается. Таким образом, жилы выклиниваются или ограничиваются по краям (на флангах). В тех случаях, когда можно проследить рудную жилу вверх по восстанию, часто выясняется, что она выклинивается не сразу. Она разветвляется на тонкие прожилки, в свою очередь расщепляющиеся на еще меньшие ответвления. Естественно, что прожилки небольшой мощности содержат мало полезных компонентов и нерентабельны для разработки.

Иногда верхние части рудных жил резко обрываются плоскостями пологопадающих разрывов, возникших еще до образования руд (дорудных крутопадающих нарушений). В период поступления рудоносных растворов они были плотно сжаты и препятствовали их проникновению. Опыт разработки рудных месторождений показывает, что рудные жилы прослеживаются на глубину многих сотен метров, а в некоторых случаях до 2, реже 3—4 км, после чего количество рудных минералов резко сокращается либо мощность жил уменьшается вплоть до полного выклинивания. Примером подобных глубокопроникающих рудных тел могут служить золоторудные жилы месторождения Колар в Индии, разработка которых достигла глубины 3,5 км от современной поверхности, а верхняя их часть оказалась размытой.

Лишь в единичных случаях исследователь встречается с жилами, состоящими из одних рудных минералов. Обычно же разрабатываются рудные жилы, в которых над рудными минералами преобладают жильные, не содержащие полезных компонентов. Среди них особенно часто отмечаются кварц, карбонаты, флюорит и другие минералы. Рудные минералы по отношению к этой жильной массе составляют только часть, преимущественно не превышающую 50%. Да и среди рудных минералов нередко преобладает пирит, который во многих случаях не используется при переработке руд.

Следует отметить, что рудные жилы не всегда представляют собой монолитное сплошное тело. Среди них выделяется несколько разновидностей. К первой из них следует отнести так называемые *сложные жилы* (см. рис. 24, б). На рисунке видно, что в них выделяются мощная стволовая часть и целая серия отделяющихся от нее прожилков различной мощности. В некоторых случаях эти прожилки вновь сливаются со стволовой частью жилы, другие же вытягиваются параллельно ей.

Другой разновидностью могут считаться так называемые камерные жилы, формирующиеся в карбонатных породах. Для них характерны мощные раздувы, имеющие форму близкую к изометричной. Именно они и носят название рудных камер.

В золоторудных месторождениях часто встречаются так называемые *лестничные жилы*. Они развиты, в частности, на месторождениях Ламак в Канаде и Морнинг-Стар в Австралии (рис. 25), а также на некоторых месторождениях Урала и Казах-

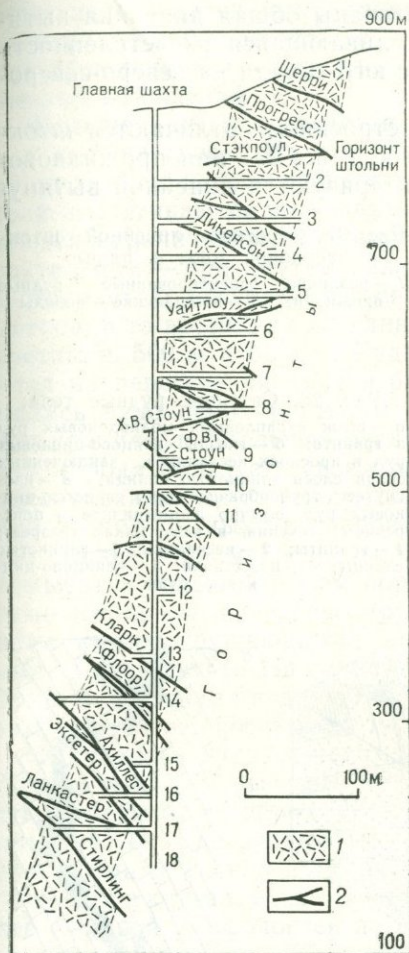


Рис. 25. Лестничные золото-кварцевые жилы в дайке кислых пород. Месторождение Морнинг-Стар, Австралия (по Р. Кляпписону):

1 — дайка кислых пород; 2 — золото-кварцевые жилы

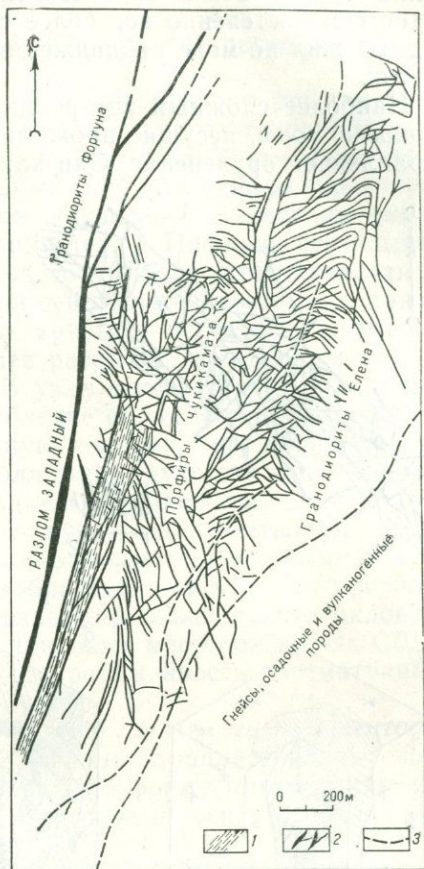


Рис. 26. Система жил типа «конского хвоста». Меднорудное месторождение Чукикамата, Чили (план) (по В. Д. Перри):

1 — зона расланцевания; 2 — рудные жилы; 3 — контакты пород

стана. Обычно эти жилы наблюдаются в дайках интрузивных пород или в пластах слоистых толщ, способных к хрупким деформациям (например, в кварцитах). Лестничные жилы, как правило, представлены системой тонких жил или прожилков, ориентированных параллельно друг другу, но в поперечном или диагональном направлениях к вмещающим дайкам и кварцитам.

На рис. 26 приведена система жил, получившая название «конского хвоста» и развитая на медно-молибденовом месторож-

дени Чукикамата в Чили. Хорошо видны общая линейная вытянутость и постепенно все более усиливающаяся разветвленность рудных жил по мере продвижения с юго-запада на северо-северо-восток.

Наиболее сложным внутренним строением отличаются *штокверковые зоны*, несущие прожилковое (рис. 27) или прожилково-вкрапленное оруденение. Они характеризуются линейной вытяну-

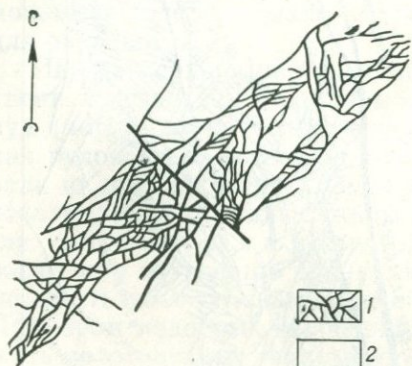
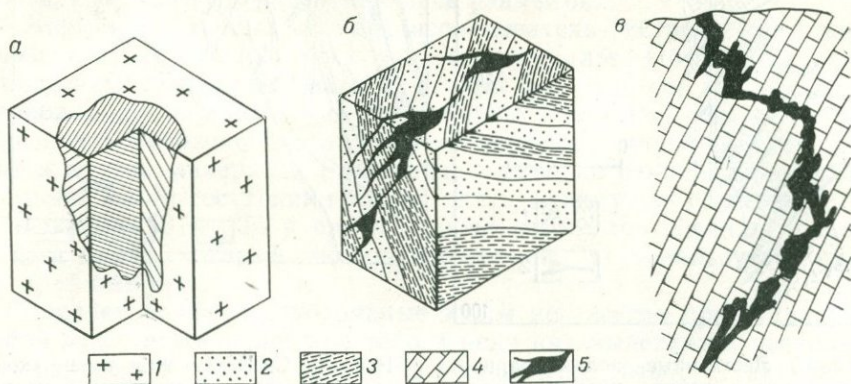


Рис. 27. Строение линейной штокверковой зоны в плане:

1 — различно ориентированные рудные прожилки; 2 — вмещающие породы

Рис. 28. Секущие рудные тела:

a — шток вкрапленных молибденовых руд в граните; *б* — гнезда свинцово-цинковых руд в прослоях песчаников, заключенных среди слоев глинистого сланца; *в* — изогнутое трубообразное тело свинцово-цинковых руд, обычно изометричное в поперечном сечении, в известняках (разрез); 1 — граниты; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — известняки; 5 — свинцово-цинковые руды



тостью в двух направлениях. Протяженность их в плане сопоставима с размахом в разрезе. Мощность зон в несколько раз превосходит мощность отдельных рудных жил и иногда достигает 20 м и более. Штокверковая зона, изображенная на рис. 27, представляет собой систему различно ориентированных рудных прожилков. Наиболее протяженные из них имеют северо-восточное простирание. Им подчинены более многочисленные, но короткие прожилки других направлений, что и определяет вытянутость зоны штокверкового оруденения на северо-восток.

Среди секущих рудных тел достаточно часто встречаются также *рудные штоки* (рис. 28, *a*) и *рудные гнезда* (см. рис. 28, *б*). Первые характерны для месторождений титаномагнетитовых,

реже медно-колчеданных, свинцово-цинковых и других руд. Гнезда нередко наблюдаются в хромитовых, а иногда и на ртутных месторождениях, где они часто размещаются на пересечении разрывных нарушений.

Большой интерес представляют *трубообразные рудные тела*, или *рудные трубы*. На рис. 28, в показан разрез трубообразного рудного тела, пересекающего слои известняков. Рассматриваемые тела протягиваются на значительные глубины, однако характеризуются ограниченными размерами в поперечном сечении (горизонтальном — при крутом залегании тела). Площадь его обычно составляет от нескольких десятков до первых сотен квадратных метров, в то время как по длинной оси протяженность тела может достигать 500 м и более. Рудные трубы почти всегда размещаются на пересечении двух и более разрывов, по которым поднимались рудоносные растворы. В узле пересечения происходит, как правило, наибольшее раздробление пород. Такая раздробленная порода образует своеобразную колонну, пронизываемую для просачивающихся растворов и благоприятную для кристаллизации из них рудных и сопровождающих минералов. Дело в том, что обилие обломков позволяет рудоносным растворам легко «омывать» большой объем пород и замещать их рудными и другими минералами. Среди трубообразных рудных тел преобладают крутопогружающиеся, но известны также пологонаклоненные рудные трубы. На свинцово-цинковых месторождениях США, Туниса, Марокко и других стран протяженность рассматриваемых рудных тел составляет 1—1,5 км.

К секущим рудным телам относятся также *линзы и лентообразные тела*, которые косо ориентированы к напластованию слоистых вмещающих пород. Линзообразную форму имеют также некоторые секущие рудные тела, сложенные прожилково-вкрапленными рудами свинца и цинка.

Контактные рудные тела обладают несколько более сложной морфологией по сравнению с формой ранее рассмотренных рудных тел. Как правило, морфология их определяется конфигурацией контактов карбонатных и алюмосиликатных пород. Так, например, если поверхность массива, внедрившегося в осадочную толщу, представляет собой впадину, то и приуроченная к ней контактная рудная залежь приобретает *корытообразную форму*, характерную, например, для вольфрамовых руд на месторождении Ингичке в Узбекистане. Рудные залежи, локализующиеся в плавно изогнутых (преимущественно вогнутых) участках контакта алюмосиликатной породы с осадочной, приобретают относительно правильную форму как в плане, так и в разрезе, нередко приближающуюся к *линзообразной* или даже *пластообразной* (Дашкесанское магнетитовое месторождение).

Рудные тела, приуроченные к неровным пологопогружающимся контактам магматических массивов, прорывающих карбонатные толщи в США, Мексике, Перу, получили название *манто*. Для них характерна неравномерная мощность, обычно увеличива-

вающаяся во впадинах кровли массивов. Контактные рудные тела сложной формы характерны для месторождений таких металлов, как Fe, Mo, W, Pb—Zn, Cu, Co.

Контактные трубообразные тела, погружаясь, с глубиной испытывают многочисленные изгибы. Иногда такие изгибы называются резкими, коленообразными. При этом «рудная труба», сложенная преимущественно сплошными или почти сплошными рудами, коленообразно изгибаясь, приобретает резко отличные элементы залегания от вмещающих пород и на отдельных интервалах переходит из крутонаклонной почти в горизонтальную. Для таких рудных тел типично разветвление по восстанию (рис. 29). Среди контактных рудных тел развиты и другие упоминавшиеся ранее типы — простые и сложные жилы, рудные гнезда, приближающиеся к изометричным телам, штоки и др.

Обогащенные рудные участки (рудные столбы) характерны для рудных жил и других рудных тел линейной формы, включая пластообразные залежи. Рудные столбы представляют собой протяженные участки рудных тел, характеризующиеся повышенным содержанием металла, а иногда и повышенной мощностью (по сравнению с окружающими рядовыми рудами). В одних случаях такие участки расположены на близком расстоянии друг от друга, в других — значительно удалены. Если рассматривать рудную жилу или пластообразное тело в виде наклонной плиты, то в пределах ее удается оконтурить участки руд, в которых содержание металла в 2—4 раза и более превышает концентрацию его в рядовых рудах. В одних случаях контур богатых руд и соответственно контур обогащенного участка хорошо выявляется визуально. Нередко рудный столб удается оконтурить лишь по данным химического анализа проб (рис. 30).

Форма обогащенных участков рудных тел в горизонтальном сечении достаточно разнообразна. Чаще они обладают изометричной или удлиненной, близкой к линзовидной формой. Размеры обогащенных участков рудных тел могут изменяться от 10 до 1500 м и более. В частности, протяженность некоторых золоторудных столбов на месторождении Мазер-Лод (США) достигала 1500 м, а на месторождении Грасс-Валли (США) — 2700 м. Обычно протяженность обогащенных участков рудных тел на месторождениях мелкого и среднего масштаба составляет десятки — первые сотни метров, а на крупных — сотни метров.

Причины образования обогащенных участков рудных тел различны. Наиболее часто они определяются тремя основными факторами: 1) изменением элементов залегания, строения и морфологии главных рудовмещающих разрывов. Это выражается изгибами разрывных нарушений по простиранию и падению, наличием локальных брекчированных и трещиноватых участков, пересечением разрывов двух и более направлений, ответвлением от основного разрыва боковых нарушений и т. д.; 2) изменением состава рудовмещающих пород, пересекаемых рудоносными разры-

Рис. 29. Коленообразно изогнутое, с ответвлениями, рудное тело трубообразной формы свинцово-цинкового месторождения Цумеб, Намибия (блок-диаграмма)

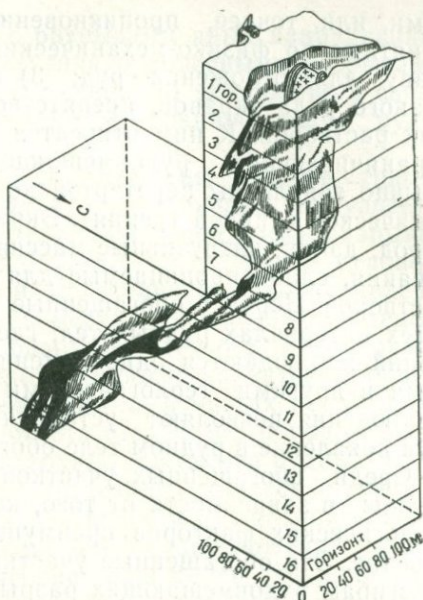
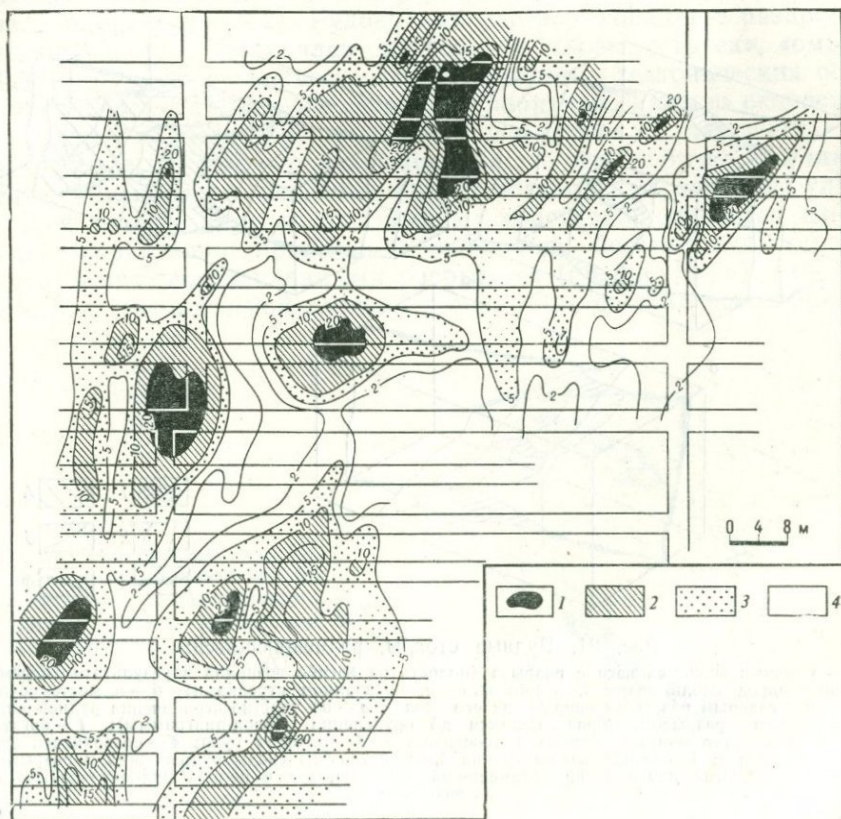


Рис. 30. Непротяженные рудные столбы свинцово-цинковых руд на отработанном месторождении Уч-Очак, Тадж.ССР. Рудные столбы залегают в плоскости рудной жилы и выделяются по высокому содержанию свинца (более 10%) в руде. Содержание свинца в отработанной руде (%):

1 — более 20, 2 — от 10 до 20, 3 — от 5 до 10, 4 — ниже 5



вами, или, точнее, проникновением разрывов в породы, благоприятные по физико-механическим свойствам и химическому составу для отложения руд; 3) проявлением на месторождении разного рода экранов, препятствовавших продвижению рудоносных растворов. К ним относятся разрывы, пересекающие (или ограничивающие) рудовмещающие нарушения. Такие разрывы обычно заполнены перетертой до состояния глины породой (тектонической глиной трения). Экранами также могут быть пласты пород, дайки, интрузивные массивы и другие геологические образования, слабо проницаемые для просачивающихся рудоносных растворов. Нередко обогащенные участки рудных тел появляются в тех интервалах рудных тел, где изгибы рудовмещающих нарушений наблюдаются одновременно с секущими разрывами, дайками и другими геологическими экранами. Лишь тщательные наблюдения позволяют установить главный фактор, определяющий появление в рудном теле обогащенных участков.

Среди обогащенных участков целесообразно выделять *три группы* в зависимости от того, какой из названных выше трех геологических факторов преимущественно определял их возникновение. Это обогащенные участки рудных тел: 1) приуроченные к изгибам рудовмещающих разрывов, к сочленениям с ними опе-

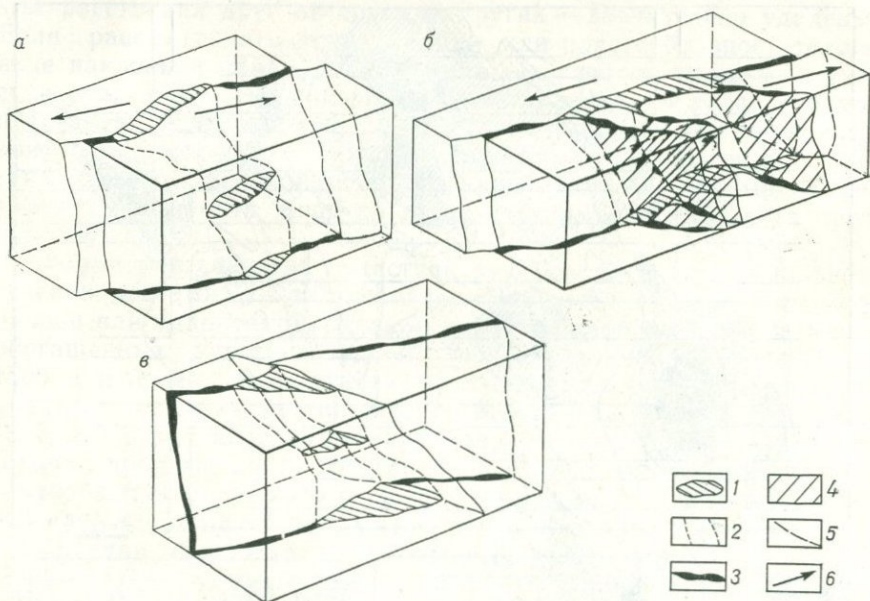


Рис. 31. Рудные столбы, размещающиеся:

a — в приоткрывшемся изгибе разрыва (полость на изгибе возникла в результате перемещения пород вдоль разрыва, в направлении, показанном стрелками); *b* — в месте сочленения с главным разрывом оперяющих его сколов, *v* — на участке ограничения рудной жилы поперечным разрывом, образовавшимся до оруденения (блок-диаграммы): 1 — богатая руда; 2 — контур рудных столбов в пространстве; 3 — рядовая руда; 4 — поверхности оперяющих сколов; 5 — невидимые на гранях блок-диаграммы следы рудных жил и разрывов; 6 — относительные направления перемещений блоков пород в период рудообразования по разрывам

ряющих трещин, к пересечению с разрывами иных направлений; 2) появляющиеся в местах пересечения рудоносными разрывами пород, благоприятных для рудоотложения; 3) возникшие в связи с проявлением геологических элементов, экранировавших рудоносные растворы.

В первой группе наиболее распространены рудные столбы, возникающие в изгибах главных рудовмещающих нарушений. Последние приоткрываются при движении пород вдоль разрывов в процессе оруденения, т. е. синхронно с поступлением рудоносных растворов (рис. 31, а). В той же группе широко проявлены рудные столбы, локализующиеся в местах сочленения с главным рудовмещающим нарушением разрывов другого простирания (см. рис. 31, б). Для второй группы наиболее характерны обогащенные участки рудных тел, возникающие в местах пересечения рудоносными разрывами пластов или горизонтов пород, в которых значительно энергичнее происходило выделение рудных минералов. Здесь наиболее интенсивно протекали химические реакции между компонентами рудоносных растворов и вмещающих пород. В других случаях благоприятными для рудоотложения могли быть слои пород или магматические тела, более хрупкие (чем вмещающая их среда) и поэтому избирательно подвергавшиеся раздроблению (рис. 32). Рудоносный раствор, попадая в раздробленные участки, распадался на сотни и тысячи «струек», «омывая» громадную поверхность многочисленных тектонических обломков (брекчий). Это на несколько порядков снижало скорость перемещения раствора, вызывало его резкое охлаждение и уменьшение внутреннего давления. Все это вело к бурному выпадению минерального вещества (т. е. к образованию богатых руд).

Для третьей группы обогащенных участков рудных тел наиболее характерно проявление скоплений богатых руд перед круто- или пологонаклонными разрывами (см. рис. 31, в), заполненными тектонической глиной трения. Она служила своеобраз-

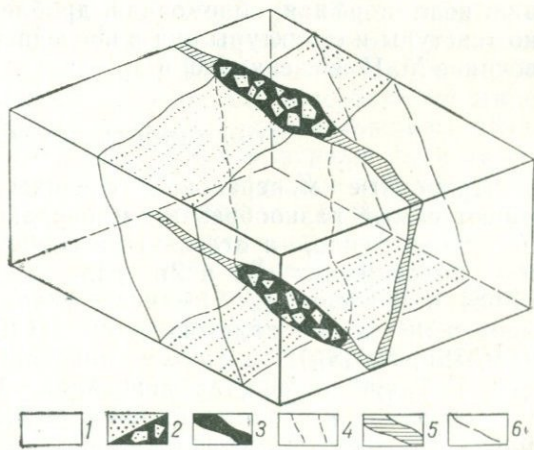


Рис. 32. Обогащенный участок рудного тела, развившийся на пересечении рудовмещающим разрывом пласта песчаников, легко подвергающихся дроблению (блок-диаграмма):

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники и тектонические обломки их в богатой руде; 3 — богатая руда; 4 — контур обогащенного участка рудного тела; 5 — рядовая руда; 6 — следы пласта песчаника на гранях блок-диаграммы

ным барьером, полупроницаемой средой для просачивающихся рудоносных растворов. Скорость движения растворов по трещинам вблизи экранировавшего их нарушения резко уменьшалась, растворы имели возможность длительно соприкасаться с вмещающей породой. По мере просачивания растворителя через экран температура раствора в течение этого сравнительно продолжительного периода постепенно снижалась. Для растворимых соединений металлов глинистый экран оказывался непроницаемым барьером. Эти, а также, по-видимому, и другие пока не учтенные причины приводили к кристаллизации и накоплению рудного вещества перед экраном, а в некоторых случаях и над ним.

Текстуры и структуры руд. В рудных телах (и их обогащенных участках) минеральное вещество находится в виде агрегатов, достаточно закономерно сочетающихся между собой. «Картину», создающуюся взаимным расположением минеральных агрегатов различной формы и размера, называют *текстурой руды*. Различают макро- и микротекстуру. Макротекстура устанавливается визуально в штуфах руд или в ограниченных участках рудных тел, микротекстура — под микроскопом, где наблюдаются взаимоотношения микроагрегатов. В соответствии с «рисунком», расположением минеральных агрегатов в рудах выделяют текстуры массивные, пятнистые, вкрапленные, полосчатые и прожилковые, друзовые и кокардовые, сфероидальные и почковидные, колломорфные, брекчиевые.

Поскольку каждый минеральный агрегат представляет собой сросток определенным образом расположенных и сочетающихся между собой зерен (разной формы и размера) одного или чаще нескольких минералов, руды различаются внутренним строением таких агрегатов, или так называемой *структурой руды*. Она обычно наблюдается под микроскопом. Наиболее распространены структуры: зернистые (различных модификаций), пластинчатая и волокнистая, зональная, распада твердых растворов, замещения, колломорфная, обломочная, дробления и т. д. Более подробно текстуры и структуры руд в последнее время изложены в справочнике М. П. Исаенко [10] и др.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Природные минеральные соединения различного генезиса имеют самый разнообразный минеральный состав и выделяются не одновременно, а отдельными сообществами. Так, например, в месторождениях Pb и Zn главные минералы руд — галенит (PbS) и сфалерит (ZnS) — часто возникают одновременно с минералами меди — халькопиритом (CuFeS₂) и блеклой рудой (Cu₁₂(Sb, As)₄S₁₃), а также минералом серебра — аргентитом (AgS). Такие сообщества минералов, кристаллизующихся близодновременно в сходных физико-химических условиях (т. е. при близких значениях давления, температуры, концентрации раство-

ров и др.), М. П. Исаенко [10] и другие исследователи называют *парагенетической минеральной ассоциацией*. Период, в течение которого выделяются минералы одной или нескольких, последовательно сменяющих друг друга парагенетических минеральных ассоциаций, образующихся в узком интервале физико-химических условий, принято называть *стадией минерализации*. В большинстве случаев стадия минерализации отделена от предыдущих и последующих периодом трещинообразования и деформацией ранее отложенных минеральных агрегатов. В результате первоначально образованное минеральное вещество пересекается или обломки его цементируются агрегатами более поздних парагенетических минеральных ассоциаций. Н. В. Петровская предложила называть серию парагенетических минеральных ассоциаций, выделяющихся в одну стадию минерализации, *минеральным комплексом*, или *характерной минеральной ассоциацией*.

Руды почти всех месторождений образуются в несколько стадий минерализации, представленных разновозрастными характерными минеральными ассоциациями. Но нередко отдельные ассоциации проявляются не на всем участке месторождения и не во всех рудных телах. Например, агрегаты какой-либо характерной минеральной ассоциации в обилии развиты на одном фланге рудного тела, а на другом — проявлены очень скудно или вообще отсутствуют, т. е. выделяются участками, полосами, зонами, или, другими словами, размещаются *зонально*. Различают горизонтальную минеральную зональность, наблюдаемую в плане, и вертикальную, проявленную в разрезе. Например, на рис. 33 показано, что минеральные агрегаты поздних стадий развиты на флангах (горизонтальная зональность) и наряду с этим в верхних частях жил (вертикальная зональность). Нередко минералы различных стадий оказываются пространственно разобщенными, т. е. обособленными в разных рудных телах.

Ранее предполагали, что зональность гидротермального оруденения обусловлена последовательным выпадением минералов из непрерывно функционирующего потока растворов, выделяющихся остывающими массивами интрузивных пород. Считалось, что руды Sn, W, Mo в основном локализируются внутри материнских массивов. В породах, вмещающих их, обособляются минеральные соединения Cu, Zn, Pb и Au. На максимальном удалении от рассматриваемых массивов образуются минералы Ag и низкотемпературного Au, а также руды Sb и Hg. Все эти минеральные комплексы как бы окружают материнский интрузив. Подобная концентрическая зональность установлена для одного из крупных тел гранита в Восточной Сибири. Здесь в средней части гранитного массива локализованы оловянно-вольфрамовые жилы. По периферии его залегают жилы только вольфрамовых руд. Вблизи массива, но уже во вмещающих породах размещаются золоторудные проявления (рис. 34). Однако ожидавшихся на еще большем удалении от массива руд Pb, Zn и тем более Hg обнаружено не было. Проанализировав аналогичные геологиче-

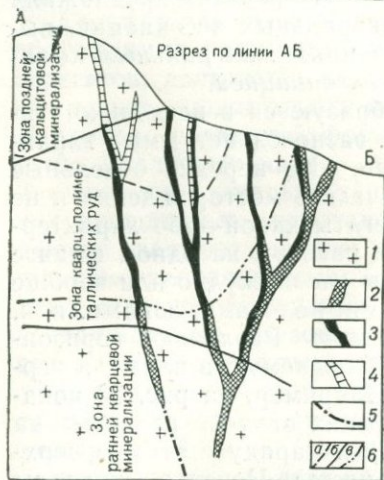
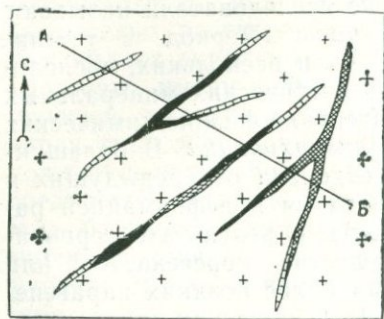


Рис. 33. Проявления на площади жильного рудного месторождения горизонтальной и вертикальной зональности оруденения. В юго-восточной и наиболее глубокой части месторождения развиты жилы, сложенные безрудным кварцем; в средней, в меньшей степени в верхней части месторождения развиты кварц-полиметаллические руды, а в северо-западной и верхней частях месторождения — безрудные кальцитовые жилы:

1 — граниты; 2 — ранний кварц; 3 — кварц-полиметаллические руды; 4 — кальцит; 5 — безрудные интервалы разрывных нарушений; 6 — границы зон; а — кальцитовой, б — кварц-полиметаллической, в — ранней кварцевой минерализации

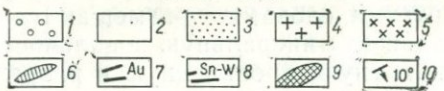
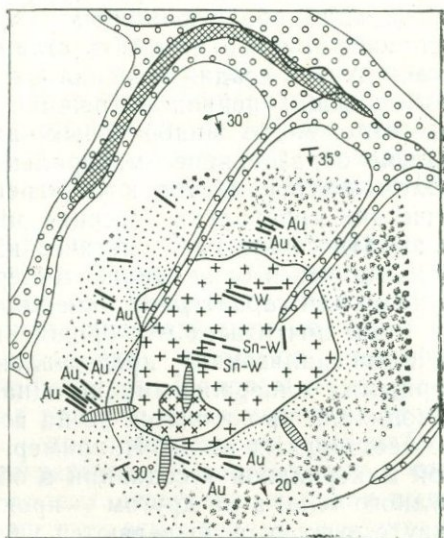


Рис. 34. Концентрически-зональное размещение гидротермального оруденения вокруг массива гранитов. Оловянно-вольфрамовые кварцевые жилы сформировались в средней части массива, на периферии его — кварц-вольфрамовые жилы, за пределами массива, вокруг него — кварцевые жилы с золотом. По реке и одному из ее притоков развилась аллювиальная русловая россыпь (схема составлена С. Н. Гавриковым и Е. Н. Данигорским):

1 — аллювий; 2 — переслаивающиеся песчаники и сланцы; 3 — песчаники и сланцы, контакто-измеренные под влиянием интрузии гранита; 4 — биотит-мусковитовые граниты; 5 — лейкократовые граниты; 6 — дайки аплитов; 7 — золоторудные кварцевые жилы; 8 — оловянно-вольфрамовые и вольфрамовые кварцевые жилы; 9 — русловая аллювиальная россыпь золота; 10 — элементы залегания

ские ситуации, акад. С. С. Смирнов пришел к выводу, что отмеченное зональное размещение оруденения, начиная от вольфрамового вплоть до ртутного, не устанавливается в природе. Чаще всего наблюдаются одна-две зоны, проявленные как по горизон-

тали, так и по вертикали (т. е. полосы, в пределах которых в одной распространены месторождения одного, а в другой — другого металла). С. С. Смирнов показал, что зональность эндогенного оруденения обусловлена *прерывистым* (пульсационным) *поступлением порций растворов* разного состава на фоне последовательных вспышек трещинообразования. В процессе кристаллизации каждой из таких порций растворов возникают характерные минеральные ассоциации, выполняющие лишь раскрывшуюся часть протяженной рудоносной трещины. Дальнейшими исследованиями эти идеи С. С. Смирнова получили полное подтверждение.

В настоящее время установлено, что зональность оруденения проявлена не только в рудных телах и месторождениях, но также в рудных полях, районах, рудных поясах и более обширных рудоносных областях [23]. Зоны с рудами совершенно определенного состава располагаются не только вокруг массивов изверженных пород, но и следуют также вдоль крупных разрывных нарушений или осевых частей крупных складок. В результате в рудоносных областях возникают рудные пояса, которые можно проследить на сотни километров. В пределах каждого пояса находится серия месторождений определенного металла, например, Sn и W — в одном, Pb и Zn — в другом, Au — в третьем и т. д. Установленные закономерности размещения месторождений в рудных поясах помогли многим исследователям (А. Е. Ферсману, С. С. Смирнову, Д. И. Щербакову, А. В. Королеву, Ю. А. Билибину, Е. А. Радкевич и др.) открыть новые промышленные объекты.

Однако кроме пульсационной проявлена зональность, связанная с одновременной кристаллизацией минералов, выпадающих из одной порции растворов. Она получила название *зональности отложения*. Последняя обусловлена изменением физико-химических условий рудоотложения при проникновении порции растворов с нижнего уровня рудовмещающей полости на верхний. Действительно, поднимаясь к поверхности земли, горячие газосодержащие растворы попадают в условия все меньших и меньших давлений и температур. При этом они проникают в более трещиноватые и пористые породы, все больше обогащенные поровыми водами поверхностного происхождения, содержащими кислород. По мере продвижения вверх концентрация катионов и анионов в растворах изменяется в результате химических реакций с окружающими породами.

Обычно по условиям температуры, давления, концентрации компонентов и другим характеристикам определенная глубинный уровень оказывается наиболее оптимальным для кристаллизации какого-то одного или нескольких природных минеральных соединений. Выше из этого раствора начинает кристаллизоваться другой минеральный вид. Это происходит даже в том случае, когда в растворе сохраняется часть ионизированных компонентов, связывавшихся в минералы на нижних уровнях. Так, например, на глубоких горизонтах многие рудные тела и месторождения в оби-

ли содержат пирротин (FeS), тогда как на средних и верхних — пирит (FeS_2). Это вызвано тем, что пирит предпочтительнее кристаллизуется там, где больше кислорода, способствующего «раскислению» анионов серы. Естественно, для минералов разного состава оптимальные глубинные интервалы их отложения еще более характерны. К настоящему времени исследователи выявили ряд эмпирических закономерностей распределения различных минералов по вертикали для многих типов месторождений.

Для свинцово-цинковых месторождений вертикальная зональность отложения выражается в следующем: 1) в нижних частях месторождений локализуются пирротин и пирит; 2) в средних и верхних частях — только пирит и сульфиды Pb , Zn , Cu , а также кальцит; 3) с подъемом от нижних границ месторождений к верхним возрастает количество рудных минералов и карбонатов. Сфалерит на значительной глубине преобладает над галенитом ($\text{Pb}:\text{Zn}<1$), ближе к поверхности концентрации их сравниваются ($\text{Pb}:\text{Zn}\approx 1$), а еще выше уже галенит преобладает над сфалеритом ($\text{Pb}:\text{Zn}>1$); 4) при перемещении вниз от верхней границы месторождения к нижней непрерывно возрастает роль кварца, который иногда на глубоких горизонтах целиком слагает жилы.

В золоторудных месторождениях зональность отложения характеризуется следующим.

1. В корневых частях золоторудных жил устанавливается, как правило, только один кварц, иногда также турмалин — черный и темно-бурый боросиликат Na , Ca , Mg , Fe . В кварце иногда развита редкая вкрапленность шеелита (CaWO_4), пирротина (FeS) и арсенопирита (FeAsS).

2. По мере перехода от нижних границ месторождений к средним в жилах кварца появляется золото. При этом вблизи их корневых частей золото присутствует почти исключительно в самородном виде. Выше могут встречаться, кроме того, теллуриды золота (например, калаверит — AuTe_2). В самородном золоте возрастает примесь Ag и частично Cu . В связи с этим снижается пробыность золота (содержание Au в минерале, которое приводится в десятых частях процента, т. е. тысячных долях).

3. От нижних частей золоторудных жил к верхним в кварце сначала возрастает количество арсенопирита и пирита, а затем агрегаты арсенопирита несколько сокращаются. Иногда этот минерал даже совершенно исчезает вблизи верхней границы жил. Распространенные на глубине относительно редкие теллуриды и минералы Bi в средних частях жил сменяются парагенезисом висмутсодержащих минералов, блеклой руды и халькопирита. Еще выше сохраняется блеклая руда и могут появиться серно-сурьмяно-мышьяковые сульфосоли Bi , Cu , Ag . Кроме них в руде присутствуют самородное серебро и аргентит Ag_2S . Так же как и на свинцово-цинковых, на золоторудных месторождениях снизу вверх увеличивается количество рудных минералов (в частности,

сульфидов), а также карбонатов Fe и Ca. Наряду с этим уменьшается роль кварца, а упоминавшийся ранее турмалин иногда совершенно исчезает.

Приведенные примеры достаточно убедительно подтверждают, что из рудоносного раствора одного и того же состава в разных условиях и тем более в месторождениях, хотя и расположенных близко друг от друга, отлагаются неодинаковые минералы. Очевидно, изменение условий рудоотложения в вертикальном направлении является одной из важнейших причин, приводящих к формированию минеральных образований различного состава.

КЛАССИФИКАЦИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Еще издавна ученые-геологи понимали, что для совершенствования рациональных поисков и разведки месторождений совершенно необходимо их целенаправленное изучение. Это невозможно осуществить без строгой систематики месторождений, объединения в определенные группы и типы рудных объектов со сходными чертами строения.

Каждая систематика базируется на определенных принципах. С начала появления учения о рудных месторождениях такими принципами, в первую очередь, являлись форма рудных тел, минеральный состав руд, состав вмещающих пород, т. е. те черты, которые удавалось наблюдать при геологической съемке поверхности месторождений, составлении подземных погоризонтных планов и зарисовках рудных тел. К одной из самых первых классификаций относится систематика рудных месторождений Г. Агриколы, изложенная им в трактате о горных породах, рудах и методах их разведки в 1556 г. Более совершенные классификации были опубликованы в 1859 г. в трудах Б. фон Котта и в 1925 г. А. М. Бетмана. Позднее, когда начали складываться представления о способах образования руд различных металлов, появилась возможность перейти к классификациям месторождений, учитывавшим условия их образования. В основу их были положены генетические принципы. Такие классификации были предложены В. Линдгреном в 1906 и 1926 г., в 1929 и 1947 гг. академиками В. А. Обручевым и С. С. Смирновым, а также его учениками А. Г. Бетехтиным, Ф. И. Вольфсоном, О. Д. Левицким и др.

К учению о рудообразовании как системе представлений об источниках металлов, состоянии и составе мигрирующих соединений, способах их транспортировки, а также условиях отложения руд одним из первых подошел В. Н. Котляр [12]. В последнее время эти представления были углублены акад. А. С. Коржинским, Л. Н. Овчинниковым, М. Н. Годлевским, А. И. Гинзбургом, И. С. Рожковым, Д. Г. Сапожниковым и особенно акад. В. И. Смирновым [25]. Концепции упомянутых исследователей учтены в приводимой ниже систематике рудных месторождений.

В предыдущих главах была сделана попытка описать геологические процессы, протекающие во внутренних частях Земли и

на ее поверхности и приводящие к формированию рудных месторождений. Предлагаемая ниже классификация прежде всего учитывает различия процессов формирования руд. В результате удается выделить серию месторождений, образующихся в связи с эндогенными процессами, происходившими в недрах Земли и вызванными ее внутренними силами. Эти месторождения называют эндогенными.

Месторождения, возникшие на поверхности Земли или вблизи нее в связи с деятельностью агентов выветривания, отнесены к серии экзогенных.

Анализируя все имеющиеся данные, авторы приходят к выводу, что для классификации месторождений целесообразно учитывать только те эндогенные и экзогенные процессы, которые играют решающую роль при формировании месторождений. При таком подходе среди эндогенных прежде всего следует выделить рудогенные процессы, протекающие в магматических расплавах или обусловленные подъемом флюидных систем, а затем переходить к процессам, связанным с поздними продуктами, отщепляющимися от расплавов.

Следовательно, в серии эндогенных можно выделить следующие группы месторождений:

А — *магматические*, генетически связанные непосредственно с мантийными очагами и возникшими в земной коре магматическими расплавами;

Б — *пегматитовые*, обусловленные проявлением остаточных гранитных расплавов, обогащенных летучими;

В — *карбонатитовые*, формирующиеся из остывающих мантийных и магматических расплавов, а также отделяющихся от них газов и растворов;

Г — *контактово-метасоматические* (скарновые), образующиеся на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород из газов и растворов, отделяющихся от раскристаллизовавшегося магматического расплава;

Д — *гидротермальные*, возникающие из горячих газовой-водных и водных растворов, поднимающихся в зону рудоотложения из глубин;

Е — *гидротермально-осадочные*, возникающие на дне океанов в «неокрепших» илах и вулканитах из мантийных флюидов и гидротермальных растворов, поднимающихся по рифтовым зонам и секущим их разломам;

Серию метаморфогенных месторождений составляют рудные объекты, формирующиеся в результате мобилизации металлов из вмещающих пород, подвергающихся метаморфизму.

В каждой группе, а при разделении ее на классы — в каждом классе месторождений выделяют так называемые *рудные формации*¹, различающиеся условиями образования, геологической об-

¹ Впервые научно обоснованное понятие рудной формации было предложено акад. С. С. Смирновым.

становкой размещения, составом руд и околорудных изменений. В свою очередь, рудные объекты, принадлежащие к определенным рудным формациям, имеющие промышленное значение и рентабельно разрабатываемые в настоящее время, рассматривают в качестве *промышленных типов месторождений*. Учение об этих типах объектов имеет важнейшее значение в рудной геологии, так как позволяет обосновывать поиски руд, наиболее рентабельных для эксплуатации, прогнозировать масштаб оруденения на разведываемых месторождениях, планировать очередность освоения рудных объектов тех или иных типов и т. д.¹

Среди приведенных выше генетических подразделений особым разнообразием отличается группа гидротермальных рудных объектов. Не умаляя значения других классификационных признаков, авторы считают возможным выделить в этой группе объекты трех классов, различающиеся температурой формирования руд, а именно высоко-, средне- и низкотемпературные месторождения.

Экзогенные месторождения также характеризуются многообразием условий образования, причем различные процессы их формирования нередко протекают одновременно, не имея четкой последовательности. Экзогенный процесс начинается с физического разрушения слабометаллоносной породы или уже существующих руд и перерастает в процесс физико-химического выщелачивания. Последний, в свою очередь, заканчивается химическим выщелачиванием ряда компонентов пород и руд и переотложением их. Так возникают зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения, а также инфильтрационные месторождения. Цикл экзогенных процессов заканчивается накоплением тонкого механического или химического рудного осадка (процесс рудного осадконакопления) в различных водоемах. Хотя эти экзогенные процессы «переплетаются» между собой, авторы считают удобным рассматривать их в том порядке, в котором они наиболее часто протекают в природе. Группы месторождений целесообразно называть по преобладающему рудогенному процессу, который, по существу, обуславливал их формирование.

Среди месторождений экзогенной серии могут быть выделены следующие группы:

- 1) *россыпные*, связанные с процессами механического (физического) выветривания;
- 2) *кор выветривания*, возникшие в связи с процессами физического и химического выветривания;
- 3) *инфильтрационные* и *зоны вторичного обогащения* сульфидных месторождений, связанные с процессами окисления и восстановления соединений металлов водами поверхностного происхождения;
- 4) *осадочного происхождения*, возникшие в водоемах в связи

¹ В последнее время наиболее полная сводка промышленных типов рудных месторождений опубликована Ф. И. Вольсоном и А. В. Дружининым [3].

с процессами накопления химических рудных осадков, осадков механического происхождения, взвесей и коллоидов.

Исходя из принципа выделения генетических типов месторождений, отвечающих каждой разновидности последовательно протекающих эндогенных и экзогенных процессов, предлагается следующая *генетическая классификация* рудных месторождений.

Месторождения эндогенной серии

Группы:

- А — магматические,
- Б — пегматитовые,
- В — карбонатитовые,
- Г — контактово-метасоматические,
- Д — гидротермальные, в том числе классы месторождений:
 - 1) высокотемпературные, в том числе типы месторождений:
 - а) альбититовый,
 - б) грейзеновый;
 - 2) среднетемпературные;
 - 3) низкотемпературные;
- Е — гидротермально-осадочные.

Месторождения метаморфогенной серии

Группы:

- А — метаморфогенные,
- Б — метаморфизованные.

Месторождения экзогенной серии

Группы:

- А — россыпные,
- Б — коры выветривания,
- В — зоны окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений,
- Г — инфильтрационные,
- Д — осадочного происхождения.

Глава III

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Руды магматических месторождений чаще всего представляют собой вкрапленность рудных минералов, относительно равномерно распространенных среди породообразующих силикатов и алюмосиликатов. Иногда они образуют тела, почти сплошь состоящие из рудных минералов. Одни из магматических месторождений формируются при кристаллизации расплавов, приводящих к образованию основных и ультраосновных пород, обогащенных Mg и Fe. В этих условиях возникают руды Cr, Ti, Ni, Co, Cu, Fe, Pt и платиноидов. Другие месторождения образуются при кри-

сталлизации расплавов, обогащенных щелочными металлами (особенно Na), — это руды P, TR, Ta—Nb, Zr и др.

Возникновение собственно магматических месторождений Cr, Ti, Ni, Co, Cu, Pt и металлов ее группы предопределяется проникновением в верхние горизонты земной коры вначале слабо-металлоносных магматических расплавов [15, 20]. Они являются производными существующей на большой глубине базальтовой магмы, а иногда, видимо, и мантийного вещества. В расплаве растворены металлы, которые могут находиться либо в атомарном состоянии, либо в виде сульфидов типа $Me_aS \cdot Me_bS$, или, по-видимому, даже окислов Me_nO_m . Кроме того, часть металлов образует соединения с газами. В таком металлоносном расплаве растворены различные газы и компоненты воды, находящейся в надкритическом состоянии. Так как для рассматриваемых руд материнскими являются основные и ультраосновные породы, в образующих их силикатных расплавах главное значение имели Mg, Fe, в меньшей степени Ca. Расплавы характеризовались низкими концентрациями Na и комплексных анионов типа Al_nO_m , а также пониженным содержанием комплексных анионных групп кремния (менее 45 % SiO_2).

Титаномагнетитовые руды, сложенные ильменитом ($FeTiO_3$) и магнетитом ($FeFe_2O_4$), а частью сульфидные руды Cu—Ni возникают из расплавов, которые при застывании дают начало основным породам. По сравнению с ранее упомянутыми эти расплавы характеризуются более высокой концентрацией ионов Ca, Na, Al, SiO_2 , количество которой достигает 50 %.

Апатит-магнетитовые и апатит-редкоземельные руды преимущественно формируются в породах щелочного состава. От рассмотренных ранее они отличаются повышенным содержанием K и Na, относительно умеренным Fe и Mg и низким — Ca. Материнские расплавы характеризуются также повышенным содержанием комплексных анионных групп $Al_nSi_mO_k$. Содержание SiO_2 составляет от 45 до 50 %.

Металлоносные соединения в магматических расплавах составляют небольшую долю. Очень часто после их кристаллизации они остаются в породах в рассеянном состоянии. Главное условие для возникновения руд — расслоение металлоносных расплавов на слабосмешивающиеся силикатно-алюмосиликатные и рудные жидкости с небольшим количеством упомянутых нерудных примесей. Расслаивание магматического расплава может происходить как в период его подъема, глубоко в недрах, так и в стабильной обстановке, в этап раскристаллизации.

Расслоение расплава могут вызвать следующие причины: 1) выпадение капель тяжелых расплавленных соединений металлов или затвердевших кристалликов рудных минералов из более легкоплавкой, остающейся жидкой силикатной части магмы — кристаллизация и гравитация; 2) снижение растворимости соединений металлов, в частности сульфидов, и отделение капель их от силикатного расплава — ликвация; 3) проникновение катионов

металлов через расплав, «слипание» и объединение их в виде капель — *диффузия*; 4) перенос металлов газами в верхнюю часть магматического резервуара — *эманация*; 5) вынос более нагретыми потоками магмы (именуемыми конвекционными) легкоподвижных компонентов из расплава — *конвекция* [5, 8, 15]. К расслоению расплавов ведет сочетание перечисленных факторов, но главными выступают ликвация, гравитация и силы кристаллизации.

Я. И. Ольшанскому удалось экспериментально установить, что наиболее подвижными и отделяющимися от силикатных расплавов являются сульфиды металлов. Скорость движения сульфидного расплава может достигать почти 25 см/мин.

Большинство ученых, изучавших магматические месторождения (А. Н. Заварицкий, А. Г. Бетехтин, Г. А. Соколов, М. Н. Годлевский, Г. Хесс, А. Бэтман и др.), исходя из времени и условий образования рудных минералов в магматическом расплаве, выделяют три класса месторождений: 1) раннемагматические (или сегрегационные), 2) позднемагматические, 3) ликвационные.

РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В раннемагматических месторождениях рудные минералы и соответственно руды кристаллизуются до выделения или одновременно с выделением порообразующих минералов из жидкого силикатного расплава. К раннемагматическим относятся некоторые месторождения убогих вкрапленных руд Cr, Nb, Zr, месторождения Pt. Все они залегают исключительно в ультраосновных породах, главным образом в перидотитах.

Важнейшую роль в возникновении раннемагматических руд играют процессы *кристаллизации и гравитации*. Действительно, в раннемагматических месторождениях рудные минералы — хромит (Mg, Fe)Cr₂O₄, магнетит FeFe₂O₄, лопарит (плотность около 5 г/см³) — выделяются из расплава раньше порообразующих силикатов (плотность 3,2—4,2 г/см³) и погружаются, скапливаясь на некоторых уровнях магматического резервуара. Возникает рассеянная вкрапленность, образуются гнезда и линзы (шлиры) бедных вкрапленных руд. Если же в расплавах проявляются конвекционные потоки, то последние вовлекают рудные минералы в перемещение и фиксируют их положение, приводя к формированию пластов вкрапленных руд. Например, в одном из массивов щелочных ультраосновных пород известен пласт с вкрапленностью лопарита — [(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O₃] — ниобиевая руда. Толщина пласта составляет первые десятки сантиметров, протяженность — многие километры. Единственным примером пластов почти сплошных богатых хромитовых руд раннемагматического генезиса, как считает В. Н. Котляр, является Бушвельдский массив ультраосновных пород в ЮАР. Это огромный массив, размещающийся в осадочных породах древней платформы, вытянутый с востока на запад на 480 км при ширине 250 км. В основании

его залегают расслоенные ультраосновные породы, преимущественно сложенные одним пироксеном (бронзититы), либо только оливином (дуниты), или одним плагиоклазом (анортозиты). Среди них залегают серия согласных пологопадающих пластов хромитов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1 м (редко до 4 м), которые прослеживаются на протяжении многих километров. Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах 43%. В верхней части расслоенной пачки рудоносных ультраосновных пород за-

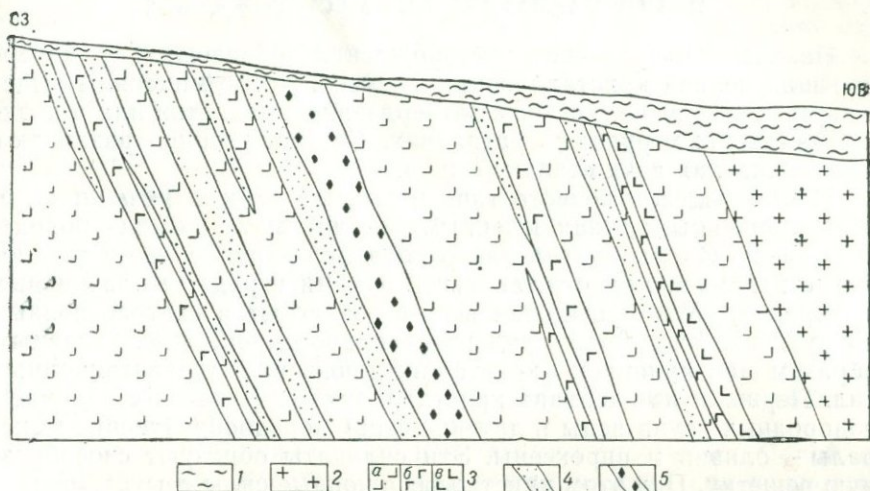


Рис. 35. Схематический геологический разрез одного из месторождений вкрапленных ильменитовых и титаномагнетитовых руд Кусинской группы (по Л. Ф. Борисенко):

1 — современные отложения; 2 — плагиограниты; 3 — различные разновидности габбро; а — обогащенные пироксеном (темной краской), б — обогащенные полевым шпатом (светлой окраской), в — крупнозернистые; 4 — вкрапленные титаномагнетитовые руды; 5 — вкрапленные ильменитовые руды

легает, кроме того, так называемый горизонт Меренского, несущий платиновое и медно-никелевое оруденение также магматического происхождения.

Примером раннемагматических месторождений может служить титаномагнетитовое Кусинское на Южном Урале. Залегают оно в массиве габбро, вытянутом в меридиональном направлении. Вместе с перекрывающими гнейсами и подстилающими его мраморами массив погружается на восток под углом 50° . Титаномагнетитовые рудные залежи приурочены преимущественно к центральной части массива. Они имеют жиллообразную форму и так же, как и весь массив, падают на восток (рис. 35). Средняя мощность главных залежей около 3 м. Руды сложены магнетитом (60—70%), ильменитом (20—30%) и сопровождающими их породообразующими минералами, содержат также гематит и пирит.

Ранее предполагали, что рудные тела возникли в результате инъекции рудной магмы в разрывные нарушения. Однако В. С. Мясников доказал, что титаномагнетитовые тела залегают в форме пласта согласно с вмещающими породами. В целом Кусинское месторождение является древним (1100 млн. лет), подвергшимся впоследствии метаморфизму. Это привело к укрупнению ильменита, агрегаты которого приобрели округлую форму.

ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Позднемагматические месторождения образуются в завершающий период кристаллизации магмы. Рудные минералы выделяются между решеткой уже затвердевших силикатов или в поздних остаточных рудных расплавах. Соответственно различают месторождения двух главных типов.

Месторождения первого типа называют *сингенетичными* (т. е. непемещенными, заключенными среди материнских пород). Они представлены сравнительно убогими вкрапленными титаномагнетитовыми, медно-титановыми рудами и рудами платиновых минералов. Месторождения всегда залегают в ультраосновных интрузивах. Выделение руд из расплавов происходит главным образом под влиянием кристаллизационных и гравитационных сил. Первыми из расплава кристаллизуются (в связи с наличием водородных групп воды и других газов) породообразующие минералы — оливин и пироксены. Эти силикаты образуют своеобразную решетку. При этом кристаллизационные силы «выталкивают» в «ячей» решетки капельки тяжелого рудного расплава, которые скапливаются на некоторых уровнях магматического резервуара. Этому способствуют и гравитационные силы. В результате образуются полосы, зоны и шпиры вкрапленных и прожилковых титаномагнетитовых и медно-магнетитовых руд.

Примером первых может служить Волковское месторождение, расположенное на Урале. Рудные тела здесь выделяются только опробованием, так как вкрапленность рудных минералов к границам их становится лишь менее обильной, но всегда сохраняется во вмещающей породе. Руды отличаются характерной сидеронитовой структурой. При этом неправильные зерна титаномагнетита $\text{FeFe}_2\text{O}_4 \cdot \text{FeTiO}_3$ и магнетита подчиняются граням кристаллов породообразующих минералов — оливина и пироксенов, как бы цементируют их.

Месторождения второго типа называют *инъекционными*. Они образуются из расплавов, частично или полностью покидающих материнскую интрузию. К этому типу принадлежат многие наиболее богатые и крупные объекты хромитовых, титаномагнетитовых, апатит-магнетитовых и апатит-нефелиновых руд. Инъекции характерны только для магматических расплавов основного состава, кристаллизующихся в период трещинообразования. Первоначально в расплаве основного состава, так же как и в сингенетических месторождениях, происходит кристаллизация главных

породообразующих минералов — пироксена, кальциевого плагиоклаза, иногда оливина. Так как из расплава удаляются Ca, Mg, SiO₂, основная часть Al₂O₃ и некоторая часть Fe, в нем накапливаются Fe, Ti, Cr, гидроксильные и водородные группы воды и различные растворенные газы. Магматический расплав, обогащенный этими компонентами, становится сравнительно легкоподвижным и превращается в своеобразную рудную магму. Она может состоять из расплавов окислов (например, Fe, Ti, Cr), сульфидов (например, Fe, Cu, Ni, Co и других металлов) или соединений более сложного состава. Такие остаточные рудоносные расплавы часто возникают в своде и верхних частях небольших выступов кровли крупных интрузивов.

В общем виде инъекция представляет собой проникновение по разрывным нарушениям рудных расплавов (а в некоторых случаях — возникающих из них растворов) в вышележащие горизонты. Образовавшиеся при этом рудные тела приобретают преимущественно плитообразную форму, но контакт их с вмещающими породами различен. В одних случаях резкие контакты свидетельствуют о заполнении рудной массой разрывов в остывшей горной породе. Расплывчатые контакты указывают на внедрение рудной массы в еще пластичные, не застывшие породы. В этих условиях рудные расплавы частично перемешиваются с вязкими компонентами породы.

Инъекция обуславливается несколькими причинами. Одной из них следует считать способность тектонических сил *выжимать жидкую магму* в раскрытые трещины. При этом необходимо учитывать давление вышележащих горных пород, которое передается на зарождающийся рудный расплав. До тех пор, пока трещины не возникли, рудный расплав, находящийся в виде капелек между ранее раскристаллизовавшимися породообразующими силикатами, не перемещается. При остывании и сокращении объема материнского интрузива в нем могут возникнуть (не выходящие за его пределы) контракционные трещины. Разрывы, формирующиеся в результате внешних тектонических сил, могут пересечь интрузив и проникнуть далеко вверх в перекрывающие породы. Как только фланги трещин того или другого типа достигнут интрузива, заключающего рудный расплав, капли его, находящиеся под большим давлением перекрывающих пород, кристаллизационных и тектонических сил, устремляются в полости нарушений и движутся в сторону снижения давления — чаще вверх (рис. 36).

Наиболее подвижны расплавы сульфидов. Они способны проникать в волосовидные трещины, раздвигать их стенки и превращать мельчайшие нарушения в сравнительно широкие каналы. По мере проникновения в менее прогретые породы, вмещающие материнский интрузив, рудный расплав охлаждается, раскристаллизовывается и дает начало жильным телам сплошных богатых руд. Связь их с остаточными рудными расплавами, выдавленными из межзерновых пространств породы, иногда устанавливается

удивительно наглядно. Так, на некоторых уральских месторождениях титаномагнетита А. В. Пэк обнаружил, что сплошные жилы постепенно сменяются с глубиной полосой все более редкой вкрапленности, постепенно убывающей во вмещающих основных породах.

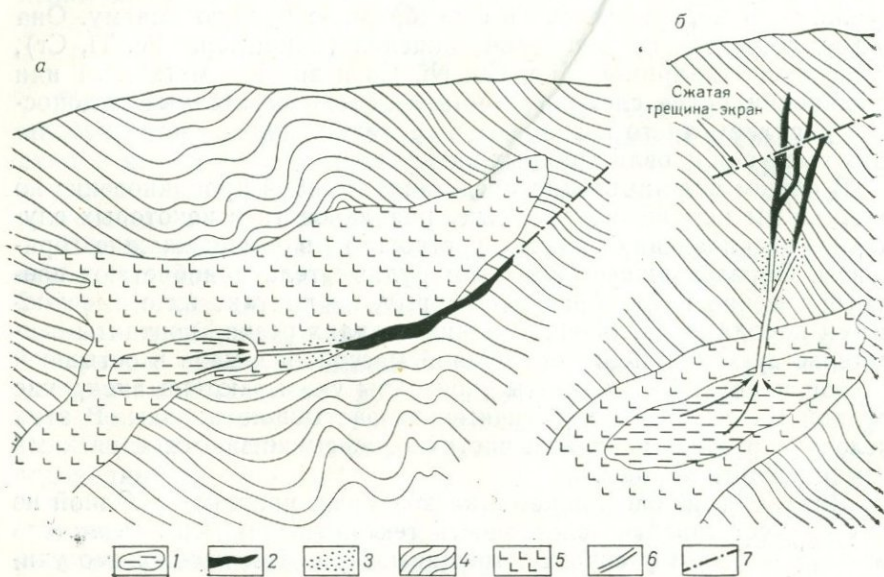


Рис. 36. Схемы, объясняющие образование инъекционных руд:

а — в пологих разрывах, прослеживающихся в подошве рудоносного интрузива, *б* — в крутопадающих разрывах, рассекающих вмещающие породы, залегающие над рудоносным интрузивом; 1 — камера, заполненная отликвировавшим рудоносным расплавом; 2 — жилообразные залежи богатых массивных руд; 3 — бедная вкрапленность рудных сульфидов в «хвостах» залежей; 4 — породы, вмещающие рудоносные интрузивы; 5 — габбро и другие породы основного состава; 6 — раскрывшиеся трещины, в которые поднимается рудоносный расплав (показано стрелками); 7 — сжатые трещины

Далеко не всегда при инъекции образуются массивные рудные тела. При раскристаллизации остаточных расплавов, состоящих из жидких силикатов и соединений металлов, возникают тела, сложенные породой с богатой вкрапленностью рудных минералов. Таковы некоторые хромитовые месторождения. Одни из них представлены почти сплошными богатыми рудами. Например, среди измененных дунитов Кемпирсайского массива обнаружены линзо-, жило- или пластообразные рудные тела сплошных хромитов. Они размещаются в рудоносном горизонте дунитов, образующем несколько пологих сводов, и залегают в их осевых частях. Мощность отдельных рудных тел 40—80 м. Значительно по масштабам хромитовое месторождение Даг-Арди, залегающее в дунитах Северо-Западной Турции. Рудные тела этого месторождения вытягиваются в длину до 300 м при мощности 25 м и более.

Однако хромитовые месторождения Македонии представлены цепочками гнезд вкрапленных руд. К магматическим месторождениям, образовавшимся путем инъекции богатого железом и фосфором остаточного рудного расплава, принадлежит также одно из крупнейших железорудных месторождений мира — Кируна (Швеция).

ЛИКВАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Процессы ликвации особенно отчетливо проявляются при образовании медно-никелевых месторождений. Ликвационные месторождения размещаются в материнских породах основного состава — габбро, габбродиобазах и в оливниновых диабазах. Изредка рудоносные расплавы, возникающие при глубинной ликвации, инжектируют в раскрывшиеся разрывы и частью проникают в породы, вмещающие материнский интрузив.

В силикатных магматических расплавах Cu и Ni находятся, по-видимому, в форме жидких сульфидов. Вместе с ними в нем растворены и сульфиды Fe, Co и некоторых других металлов, а также Au, Pt и металлы ее группы. В расплавах содержатся повышенные количества Ca, Mg, Fe, Al_2O_3 и около 50 % кремнезема. Сульфиды Fe, Cu, Ni, Co в таких расплавах растворяются без остатка только при температуре более 1500 °C. При снижении ее растворимость сульфидов уменьшается и часть их выделяется в самом расплаве в виде рассеянных мельчайших капель.

Норвежский ученый И. Х. Фогт установил, что при падении температуры до 1170 °C из расплава выделяются все ранее растворенные в нем сульфиды. Они могут долго оставаться жидкими, так как температура кристаллизации их намного ниже, чем силикатов. Выделение сульфидов может быть вызвано и другими причинами. Так, охлаждение расплавов иногда приводит к кристаллизации силикатов, содержащих Mg. В связи с этим они заметно обогащаются Ca, Al_2O_3 и частично SiO_2 . Подобные изменения состава расплавов отражаются на растворимости сульфидов. Она заметно снижается, и вслед за выделяющимися кристаллами магнезиальных силикатов обособляются капли сульфидной жидкости.

Первоначальный состав металлоносной магмы сильно влияет на состав сульфидной жидкости. М. Н. Годлевский и А. П. Лихачев [8] показали, что ликвация происходит значительно быстрее и полнее в магматических расплавах, характеризующихся преобладанием Fe над Mg. То же относится к расплавам, ассимилирующим горные породы, обогащенные Al_2O_3 и SiO_2 . Особенно интенсивно ликвация протекает в близповерхностных магматических телах. М. Н. Годлевский установил также, что при высокой концентрации серы в магматическом расплаве выделяются капельки сульфида Fe. В нем оказываются растворенными сульфиды Ni, Cu, Zn и др. (неблагоприятный ход ликвации). При меньшем содержании S в силикатном расплаве появляются сульфид-

ные капельки смешанного состава, включающие соединения Fe, Cu и Ni. Такой ход ликвации благоприятен для образования промышленных медно-никелевых месторождений.

При понижении температуры кристаллизации силикатов и частично сульфидов в оставшейся части рудного расплава возрастает концентрация OH^{1-} и H^{1+} . Вода постепенно переходит в пар и растворяется в сульфидной жидкости, превращая расплав сульфидов в концентрированный раствор. Из этого раствора вначале кристаллизуется пирротин, а затем — пентландит и халькопирит.

На ряде медно-никелевых месторождений, таких, как Мончегорское (Кольский п-ов), Норильское (Сибирь), а также в районе Садбери (Канада), вкрапленные руды образуются после завершения ликвации. Обособление капелек рудного расплава, слипание их и погружение происходят в результате *гравитации*, что представляет собой как бы естественное продолжение ликвационного процесса. Оба названных процесса обуславливают возникновение главной массы промышленных руд Cu и Ni, не покидающих материнскую силикатную породу. В нижней части магматического резервуара погружающиеся расплавленные сульфиды образуют густую рудную вкрапленность, залегающую в форме линз или пластовых залежей. Из оставшихся на месте ликвации мельчайших капелек возникают бедные вкрапленные руды Cu и Ni.

Отделение рудных капелек от расплава и их последовательное погружение могут повторяться несколько раз, что обуславливает возникновение многоярусных рудных залежей. Верхние пласты и линзы в основном содержат вкрапленность пирротина, не имеющего существенной ценности. Средние залежи наряду с пирротином FeS несут богатую вкрапленность пентландита (Fe, Ni)S и халькопирита CuFeS_2 , а самые нижние наиболее обогащены халькопиритом. Они установлены в углублениях магматического резервуара и называются донными залежами (рис. 37). Рассмотренные месторождения можно отнести к типу гравитационно-ликвационных.

Формирование некоторых месторождений заканчивается инъекцией сульфидного расплава в образующиеся разрывные нарушения. Возникают месторождения *ликвационно-инъекционного происхождения*. Рудные тела их нередко наблюдаются за пределами материнских пород. Распространены как крутопадающие, так и пологозалегающие жилы и более сложные рудные залежи. Например, крутопадающие сульфидные жилы сплошных пирротин-пентландит-халькопиритовых руд установлены в пироксенитах и перидотитах на месторождении Ниттис-Кумужья-Травяная в Мончегорском районе Кольского п-ова. Здесь же, в районе г. Печенги известны рудные залежи в разрывах, прослеживающихся по контакту массивов основных пород и сланцев. В сланцах рудные залежи слагают так называемые брекчиевые руды (обломки сланцев, сцементированные сульфидами). По

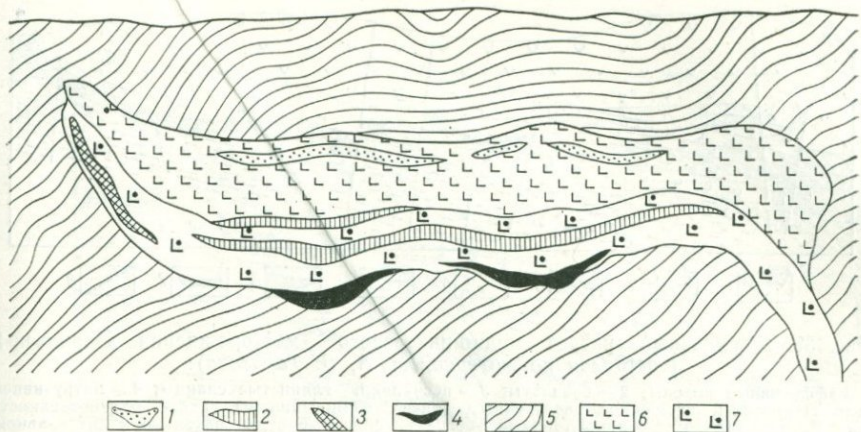


Рис. 37. Схема размещения залежей медно-никелевых руд магматического происхождения в рудоносном интрузиве (разрез):

1 — верхние линзообразные залежи убоговкрапленных (бедных медью) пирротиновых руд; 2 — нижние пластовые залежи густовкрапленных сравнительно богатых медью никелевых руд; 3 — боковые линзообразные залежи густовкрапленных медно-никелевых руд; 4 — донные залежи сплошных массивных богатых руд (ликвационно-гравитационного происхождения); 5 — породы, вмещающие рудоносный интрузив; 6 — близповерхностные габбро (габбро-долериты); 7 — пироксениты

представлениям М. Н. Годлевского, металлоносные расплавы в районе г. Печенги достигали уровня 1—1,5 км от древней поверхности земли. Резкий спад давления вызывал вскипание расплава. Заключенные в нем летучие компоненты вырывались из расплава, устремлялись в трещины и переносили рудные соединения. Выпадение сульфидов Fe, Ni, Cu в трещинах происходило при снижении температуры газов и паров воды и превращении последних в водные растворы.

Типичный пример ликвационных медно-никелевых месторождений — Норильская группа месторождений, находящаяся на севере Сибири. Месторождение Норильск-1 было открыто еще в 20-х годах специальной экспедицией, работавшей по указанию В. И. Ленина для обеспечения горючим ископаемым Северного морского пути. Известный геолог Н. К. Высоцкий сразу же высоко оценил значение этого открытия. Позже, в 60—70-х годах, в Норильском районе были обнаружены и освоены новые месторождения — Талнахское, Хараэлахское и Октябрьское.

Сульфидное медно-никелевое оруденение на месторождении Норильск-1 сформировалось в подошве близповерхностного интрузивного тела габбро-диабазов [8]. Формой оно напоминает корытообразную залежь с крутыми бортами (рис. 38). Интрузивное тело внедрялось, пересекая в очень косом направлении пологозалегающие слои различных эффузивных и осадочных пород. При этом оно раселоилось на полосы различного состава. Некоторые из них включали рудный расплав сульфидов Fe, Cu, Ni, который раскристаллизовывался позднее силикатного. Серия слоев рудного расплава, расположенных друг над другом, поло-

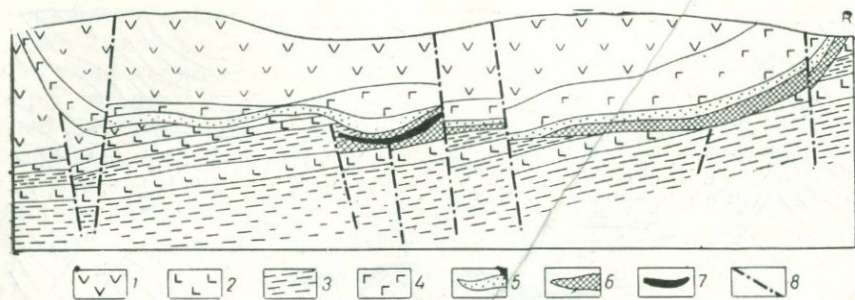


Рис. 38. Упрощенный разрез медно-никелевого месторождения Норильск-1 (составлен по материалам А. В. Тарасова):

1 — эффузивные породы; 2 — базальты; 3 — песчаники, глинистые сланцы; 4 — интрузивное тело Норильск-1, сложенное расслоенным (дифференцированным) габбро близповерхностного происхождения; 5 — ликвационные убогие вкрапленные руды, развитые в интрузивном теле; 6 — преимущественно инъекционные густовкрапленные сравнительно богатые руды в породах, подстилающих интрузивное тело; 7 — богатые сплошные инъекционные руды; 8 — разрывные нарушения

жила начало возникновению нескольких горизонтов вкрапленных ликвационных руд. Каждый горизонт сложен габбродиабазами, насыщенными вкрапленностью и мелкими гнездышками пирротина (FeS), пентландита (Fe, NiS) и халькопирита (CuFeS_2). Это бедные руды (около 1% Ni).

Дно интрузива неровное, с прогибами (см. рис. 38). Здесь «накопилась» более густая ликвационно-гравитационная вкрапленность сульфидов, образовались мощные прослои сплошных руд — донные залежи. Сульфидный расплав, находившийся в подошве габбродиабазов, частично проникал в подстилающие вмещающие породы. В них возникли вкрапленность и тонкие прожилки сульфидов, а в некоторых трещиноватых участках песчанико-сланцевых пород — также и линзы сплошных руд. Они характеризуются мощностью большей, чем расположенные выше линзы сульфидных вкрапленников.

Месторождение Талнахское является примером ликвационно-инъекционных магматических месторождений. Первоначально здесь образовалось крупное тело габбро-диабазы, застывшего в близповерхностных условиях. Эта интрузия проникла в днище пологой синклинали, подвергшейся трещинообразованию. В разрывы, возникшие на границе подошвы тела габбро и подстилающих его песчаников, прорвался рудоносный расплав. При кристаллизации его образовалась залежь сплошных сульфидов (рис. 39), а выше, в теле материнского интрузива — несколько ярусов бедных вкрапленников ликвационного генезиса. На участках, где мощность материнского интрузива увеличивается, толщина слоев вкрапленных руд максимальная. В залежи инъекционных руд сульфиды Cu , Ni и Fe составляют до 50% объема породы, во вкрапленных количество их снижается до 10%.

Залежь сплошных инъекционных руд, заключающая главные запасы на месторождении, на отдельных участках целиком зале-

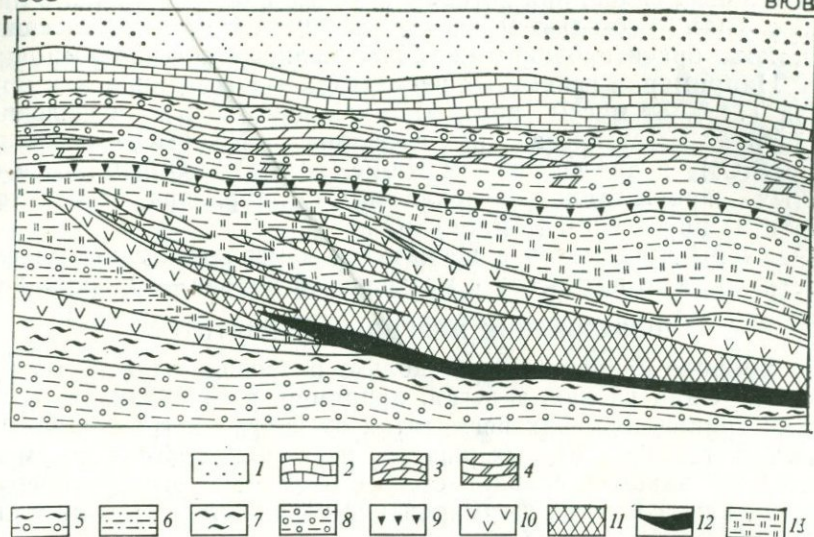


Рис. 39. Продольный разрез месторождения Талнах медно-никелевых интрузионных руд (по И. А. Зотову):

1 — песчаники — C_2+P ; 2 — доломиты и известняки D_2 ; 3 — известняки D_2 ; 4 — доломиты D_2 ; ангидриты и мергели D_2 ; 5 — аргиллиты и мергели D_2 ; 6 — аргиллиты D_2 ; 7 — карбонизированные аргиллиты D_2 ; 8 — мергели D_2 ; 9 — титан-авгитовые долериты; 10 — породы и руды расслоенного интрузива; 11 — габбро и долериты; 12 — плагиоклазовые перидотиты и покровы с каплевидными выделениями сульфидов; 13 — сплошные медно-никелевые сульфидные руды; 13 — пироксеновые рогиовики

гает в подстилающих песчаниках и содержит их обломки. В верхней и средней частях ее преимущественно распространены пентландит, халькопирит, пирротин, ближе к флангам, кроме того, кубанит ($CuFe_2S_3$). В нижней части залежи в рудах почти отсутствует пирротин, поэтому они отличаются повышенными содержаниями Cu и Ni.

В СССР важные месторождения этого типа находятся также на Кольском п-ове. Из медно-никелевых рудных объектов зарубежных стран по своим масштабам выделяется месторождение Садбери в Канаде.

Глава IV

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматитовые месторождения — это наиболее поздние магматические тела (обычно крупнокристаллической, так называемой пегматитовой структуры), состав которых тождествен материнским массивам гранитов, реже щелочных и очень редко основных и ультрамафических пород. В виде примеси они содержат промышленно ценные рудные минералы Li, Be, Cs, Rb, Sn, W, Th, U, Nb—Ta. Под *пегматитовой структурой* (или иначе графической, письменной) понимают такое характерное взаимоотношение

минеральных видов, при котором крупные кристаллы какого-либо одного (или нескольких) минерала оказываются проросшими одинаково ориентированными более мелкими кристаллами другого. Например, в гранитных пегматитах — микроклина или ортоклаза (74 % от массы породы) — кварцем (26 %), в щелочных пегматитах — ортоклаза и нефелина $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — эгирином $\text{NaFe}(\text{SiO}_3)_2$ и арфведсонитом $\text{Na}_3\text{Fe}_4(\text{Al, Fe})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$, в основных — прорастание плагиоклазов Са (лабрадора, битовнита и анортита) пироксеном $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$.

Размеры кристаллов в пегматитах измеряются многими сантиметрами, в то время как в материнской породе — не более 1 см.

ОБРАЗОВАНИЕ НЕРУДНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В природе наблюдается несколько разновидностей пегматитовых тел. Одни из них, залегая, например, в гранитах, не имеют резких границ. В таких пегматитах от центра к границам величина кристаллов полевых шпатов и кварца постепенно уменьшается и, наконец, сравнивается с размером этого минерала в интрузивной породе. Формирование таких тел протекало в спокойной тектонической обстановке.

Другие пегматиты отличаются резкими, относительно прямолинейными границами. Они залегают в разрывных нарушениях. Однако как первые, так и вторые пегматиты имеют один и тот же состав — кварц, полевые шпаты, слюды, иногда алюмосиликаты Са, Mg, Fe. Такие образования принято называть *пегматитами первичной кристаллизации*. Рудных минералов в них не содержится. Образовались они, по данным акад. А. Е. Ферсмана, в результате кристаллизации остаточных магматических расплавов, существенно обогащенных летучими. Среди них наибольшее значение имели Cl, F, B, P, CO_2 и другие компоненты. Исследователи предполагают, что такие расплавы заполняли мелкие изолированные камеры в затвердевших массивах интрузивных пород. Образовывались они, по представлению А. И. Гинзбурга и Е. М. Эпштейна, на глубине не менее 3—8 км, а иногда и 10 км. По мнению авторов, пегматитовые расплавы возникают на глубинах не более 3—5 км. Эти расплавы в камерах представляли собой закрытые системы. Обилие в них летучих объясняется преобладанием внешнего давления газов в камерах над внутренним. Высокое внешнее давление способствовало концентрации летучих в остаточном расплаве. Это, с одной стороны, существенно снижало температуру кристаллизации расплава, которая происходила при достижении эвтектики между главными компонентами (например, в гранитоидах — между SiO_2 и полевыми шпатами). С другой стороны, летучие способствовали росту кристаллов. Таким образом, первые две разновидности пегматитов отличаются только тем, что одни из них возникают на месте спокойно раскристаллизовавшихся расплавов, а другие перемещаются по разрывным нарушениям и в благоприятных условиях покидают массивы материнской породы.

ОБРАЗОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ С ЗОНАЛЬНЫМ СТРОЕНИЕМ

Руды металлов Li, Be, Nb и Ta, TR, Th, U, Sn, W и др. распространены в третьей разновидности пегматитов более сложного состава. Тела их также характеризуются резкими контактами. Отличаются они тем, что наряду с широкими каймами минералов определенного состава, прослеживающихся вокруг ядра пегматита, в них развиты полосы или зоны рудных минералов. Например, как показано на рис. 40, по контакту пегматитового тела проявлена оторочка полевого шпата. Следующая зона сложена кварцем и прорастающей его прозрачной слюдой — мусковитом. Еще ближе к центру появляется кайма лиловой или розовой литиевой слюды — лепидолита. Ядро пегматитов часто сложено кварцем или скоплением крупных кристаллов калиевого полевого шпата.

В данной разновидности пегматитов лишь иногда наблюдается взаимное прорастание одного минерала другим. Чаще на всю длину пегматитового тела прослеживаются каймы или зоны, сложенные одним или двумя минералами, обычно отсутствующими в материнской породе. Рудоносные пегматиты расположены не только в самих материнских гранитах, но и нередко прослеживаются за их пределы вдоль разрывных нарушений, где залегают среди осадочных, метаморфических и других пород кровли. При этом зональные пегматиты в ряде случаев удаляются от материнских массивов на достаточно большое расстояние.

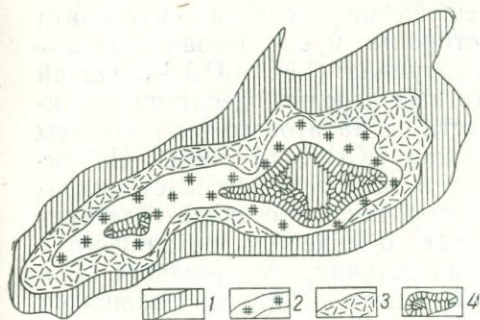


Рис. 40. Строение пегматита в плане (по В. Н. Котляру):

1 — зона калиевого полевого шпата (микрореклина); 2 — зона кварца, содержащего прозрачную слюду — мусковит; 3 — зона кварца, содержащего розовую и фиолетовую литиевую слюду — лепидолит; 4 — зона кварца

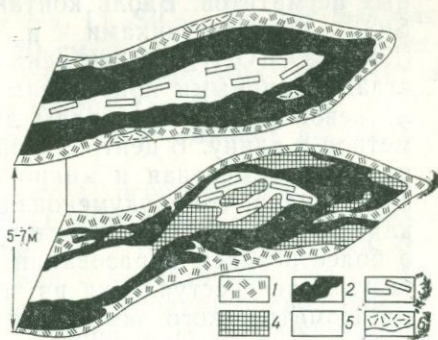


Рис. 41. Два горизонтальных среза зонального сподуменового (литиевого) пегматита. На нижнем срезе хорошо видно, что полосы, сложенные сподуменом, пересекают ранее образовавшуюся зону калиевого полевого шпата и кварц-слюдистую зону.

Зоны: 1 — кварц-слюдистая; 2 — сподуменовая; 3 — кварц-сподуменовая; 4 — калиевого полевого шпата (микрореклина); 5 — кварцевая; 6 — грейзеновая

По представлению А. И. Гинзбурга и др. [7, 19, 26], формирование рудоносных пегматитов представляет собой существенное усложнение пегматитового процесса. Связано оно с беспокойной тектонической обстановкой, приводящей к возникновению разрывных нарушений.

В результате в изолированные камеры пегматитового расплава из более глубоких горизонтов (еще не раскристаллизованных частей) материнского интрузива проникают *новые порции летучих компонентов*. Транспортируются они по крупным разрывным нарушениям, нередко достигающим пегматитовых камер. В этих условиях пегматитовый расплав, насыщенный дополнительными порциями летучих, *становится легкоподвижным* и, используя разрывы, поднимается вдоль них, покидая материнскую породу. При раскристаллизации пегматитового расплава, насыщенного летучими, связь с глубокими частями материнского интрузива частично сохраняется. Активная тектоническая обстановка приводит к возникновению трещиноватости внутри пегматитовых тел, и особенно вдоль границ зон различного минерального состава. Поздние порции летучих проникают в трещиноватую среду и вступают в химические реакции с ранними минералами пегматита — кварцем, полевыми шпатами, слюдами. В некоторых телах они способствуют развитию *метасоматических процессов*, протекающих между силикатами, слагающими пегматиты, и кристаллизующимися редкометалльными минералами, представляющими собой основную промышленную ценность пегматитовых месторождений.

На рис. 41 приведен пример одного из типичных редкоземельных пегматитов. Вдоль контакта его протягивается зона кварца SiO_2 с пластинками и чешуйками слюды — мусковита $[\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$. С внутренней стороны мусковитовая зона выстлана крупными кристаллами сподумена ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$) — главной литиевой рудой. Кристаллы достигают нередко десятков сантиметров в длину. В центральной части пегматитового тела развиты кварц-сподуменная и микроклиновья (KAlSi_3O_8) зоны. На рисунке видно, что сподуменная зона в ряде мест рассекает микроклиновью и кварц-мусковитовую оторочки. Это свидетельствует о более позднем образовании литиевого минерала, возникшего в результате поступления из глубин летучих, содержащих Li, и метасоматического замещения ими ранее кристаллизовавшихся микроклина, мусковита, частью кварца. В ходе этих процессов и образуются крупные и даже гигантские кристаллы новообразованных минералов. Например, на пегматитовом месторождении Кайстон в США были обнаружены кристаллы сподумена длиной в 16 м, толщиной в 1 м и массой около 90 т. В Южной Африке в пегматитах Намакваленде были встречены зеленоватые кристаллы берилла ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$) массой в 30 т, колумбита ($\text{Fe, MnNb}_2\text{O}_6$) — 1 т и т. д. Чаще гигантские кристаллы развиты в средних и верхних частях пегматитовых тел.

Пояса и поля рудоносных пегматитов нередко обнаружива-

ются в метаморфических и осадочных породах, перекрывающих кровлю материнских массивов. Наиболее обильно пегматиты распространены среди докембрийских магматических и метаморфических пород, возраст которых превышает 600—1000 млн. лет. По мере того как возраст материнских магматических пород становится все более молодым, количество пегматитов в них неуклонно сокращается. В кайнозойских массивах встречаются лишь единичные пегматитовые тела.

В качестве примера кратко рассмотрим одно из литиевых пегматитовых месторождений СССР, образовавшееся примерно 1100 млн. лет назад. Месторождение представляет собой скопление пегматитовых тел, содержащих в обилии сподумен. Сподуменные пегматиты залегают в полосе древних метаморфических пород — амфиболитах, отделенных от карбонатных и терригенных пород разломами (рис. 42). В амфиболитах, в 2 км к юго-востоку от месторождения, обнажается материнский массив гранитов, в котором распространены безрудные кварц-полевошпатовые пегматиты. Литиевые пегматиты тяготеют к Восточному разлому.

Последний проникал, по-видимому, в затвердевающий материнский интрузив, включавший камеры с остаточным пегматитовым расплавом, который как бы «всасывался» в разлом и двигался далеко на север и вверх от материнской породы. Он заполнял крутопадающие разрывы, возникшие вблизи разлома и ориентированные по отношению к нему в поперечном направлении. В этих разрывах вначале образовались кварц-полевошпатовые пегматиты. Они имели сложную конфигурацию в плане и были выдержаны на глубину. С течением времени поступление расплавов сменилось проникновением по разлому высокотемпературных флюидов, содержащих Na, Li, SiO₂. Из них выросли кристаллы сподумена длиной до 20 см, заместившие полевошпатовые пегматиты. В результате в ранее безрудных пегматитах возникли широкие и протяженные зоны алюмосиликата лития. В пегматитах сподумен распространяется на глубину нескольких сотен метров.

Среди бериллоносных пегматитов особо важное значение имеют следующие разновидности: 1) блоковые и полнодифференцированные мусковит-микроклиновые гранитные пегматиты; 2) замещенные мусковит-альбитовые и альбитовые (NaAlSi₃O₈) гранитные пегматиты; 3) замещенные сподумен-альбитовые и лепидолит-альбитовые пегматиты. В первом из этих типов пегматитов берилл обычно полностью или большей частью концентрируется в блоковом кварце. Представлен он четкими длиннопризматическими кристаллами (рис. 43).

Во втором типе пегматитов преобладает альбитовая зона. Берилл (Al₂Be₃Si₆O₁₈) здесь распространен во внешней зоне пегматитового тела или по периферии кварцевого ядра. В третьем типе берилл концентрируется вокруг центрального кварц-сподуменного ядра. С ним часто ассоциируют колумбит, касситерит (SnO₂) и некоторые другие минералы. Перечисленные типы бе-

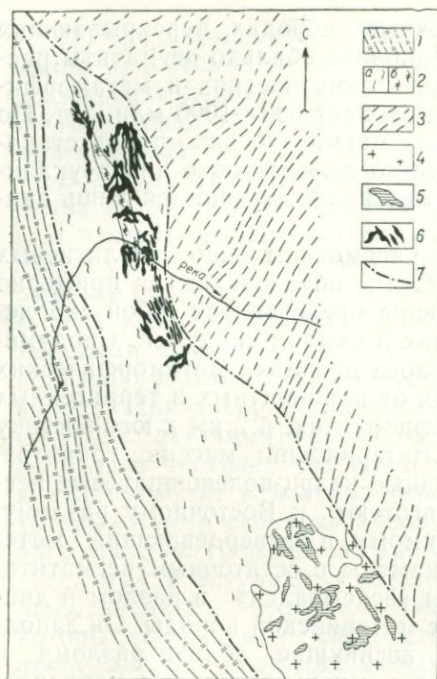
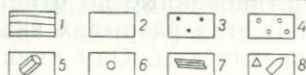
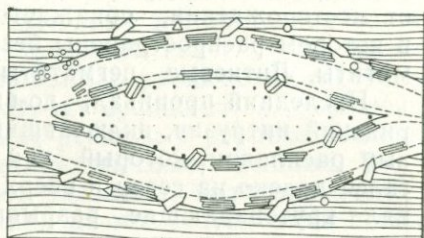


Рис. 42. Упрощенный схематический план одного из месторождений литиеносных (сподуменовых) пегматитов (составлен по материалам И. Н. Тимофеева):

1 — гнейсы; 2 — амфиболиты рассланцованные (а) и массивные (б); 3 — известняки, сланцы, конгломераты; 4 — материнские граниты (показаны схематично); 5 — безрудные кварц-полевошпатовые пегматиты (показаны схематично); 6 — рудные литиеносные (сподуменовые) пегматиты; 7 — разломы

Рис. 43. Распределение берилла в различных зонах кварц-мусковит-микроклинового пегматита (по С. Рою и др.):

1 — слюдяные сланцы, и гнейсы; 2 — полевой шпат; 3 — кварц; 4 — апатит; 5 — берилл; 6 — гранат; 7 — мусковит; 8 — турмалин



риллоносных гранитных пегматитов генетически тесно связаны и нередко развиты в одних и тех же полях.

Для концентрации колумбита главное значение имеют альбит-содержащие гранитные пегматиты, часто сопровождаемые минералами лития. Наиболее обогащены танталом микроклин-альбитовые и оловоносные пегматиты (Берник-Лейк в Канаде и др.). Содержание Ta_2O_5 изменяется от 0,02 до 0,2 %. В Восточной Сибири известны пегматитовые залежи, залегающие в песчано-сланцевой толще юрского возраста. Здесь колумбит вместе с альбитом проявлены в периферических участках пегматитов, а берилл развит в центральном кварц-микроклиновом ядре.

Для цезия, так же как и для тантала, главное промышленное значение имеют гранитные пегматиты, характеризующиеся разнообразной редкометалльной минерализацией, в частности повышенным содержанием Rb и Ta. Наиболее важный минерал цезия — поллцит ($CsAlSi_2O_6$), содержащий от 22 до 36 % окиси цезия.

Среди пегматитовых месторождений наиболее часто разрабатываются тела, содержащие минералы Li, Be, Ta и Cs. Меньшее значение имеют пегматиты Nb, Th, TR, U, Sn. Часто минералы TR встречаются в разобщенных, очень небольших участках пег-

матитов, что резко усложняет их добычу. В зональных пегматитах редкоземельные минералы обычно концентрируются между ядром пегматита и его периферическими каймами.

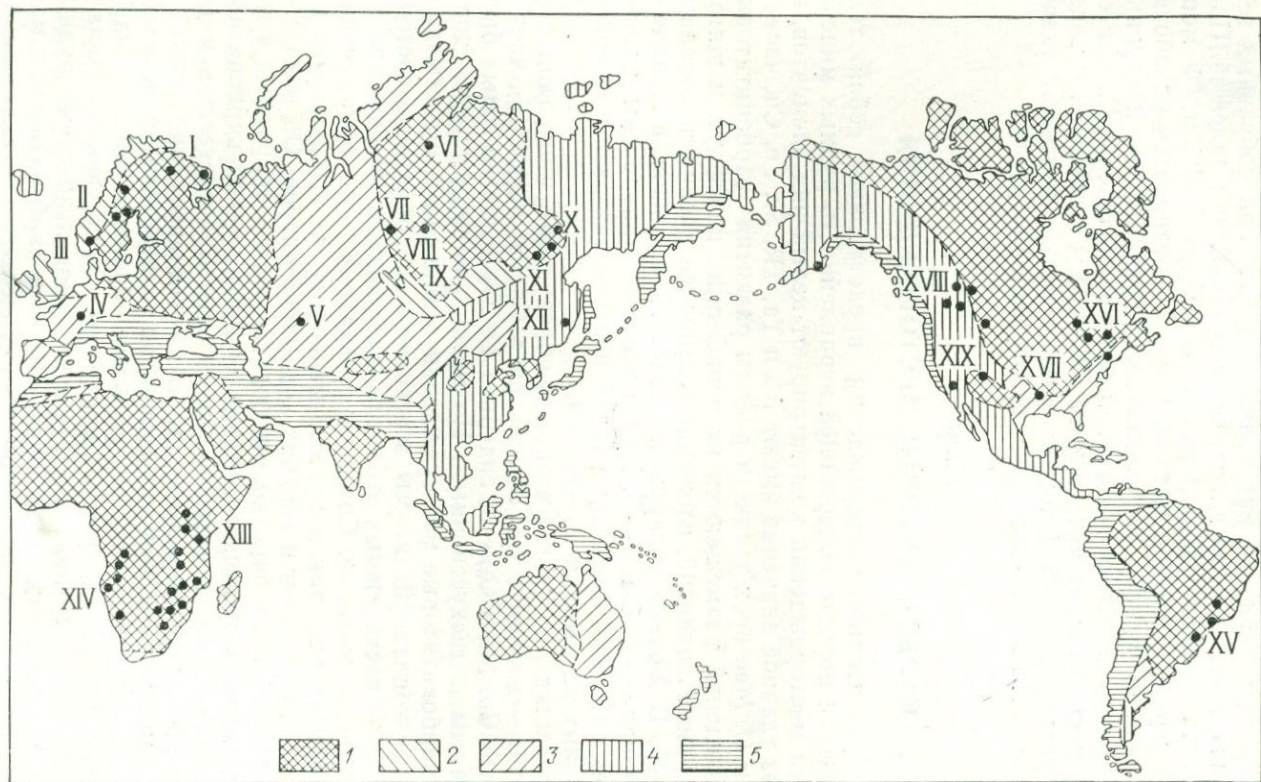
Пегматиты залегают, как правило, в виде плитообразных тел, жил, линз, штоков, реже пластовых и седловидных залежей. Протяженность отдельных тел редко достигает 1—2 км, а мощность — первых десятков метров. Чаще производится отработка серии, группы близко расположенных сравнительно не крупных пегматитов мощностью 5—15 м, прослеживающихся по протяжению на несколько сот метров и на 100—200 м в глубину. В связи со все увеличивающейся потребностью в редких металлах значение пегматитов в последние годы существенно возросло.

Глава V

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Карбонатитовые месторождения представляют собой тела карбонатной породы, содержащей вкрапленность рудных минералов. Эти месторождения концентрируют целый ряд элементов, из которых главное значение имеют Nb и Ta, TR, Sr, Fe, Cu, частично Th и U. Месторождения и районы развития карбонатитовых месторождений размещаются по периферии платформ и щитов, т. е. крупных поднятий, сложенных наиболее древними породами (рис. 44). В Африке обнаружено более 75 массивов, в Канаде — 15, Бразилии — 6, США — 5. Почти все они приурочены к зонам крупных разломов и особенно узлам пересечения различно ориентированных разрывных нарушений.

Происхождение главных породообразующих минералов карбонатитов — кальцита CaCO_3 , анкерита $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})[\text{CO}_3]_2$, частью доломита $\text{Ca}, \text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ и сидерита FeCO_3 — долгие годы было загадочным и дискуссионным. По мнению некоторых исследователей, карбонатитовые месторождения возникали при застывании особой низкоплавкой магмы в основном карбонатного состава. Большая же часть ученых отрицала возможность образования подобных месторождений. Согласно развиваемой ими точке зрения, как карбонатные, так и рудные минералы образовывались исключительно из газов и горячих водных растворов. Об этом свидетельствуют неоднократно наблюдавшиеся в природных условиях примеры химического взаимодействия многих карбонатных тел с минералами вмещающей их породы. Действительно, минералы карбонатов формируются не близодновременно (что является характерным для минералов магматического происхождения), а в несколько последовательно проявляющихся стадий. В каждую из них выделяются минералы, существенно отличающиеся от ранее возникших. При этом разновозрастные рудные минералы не распределяются равномерно в карбонатитовых массивах (что имело бы место при магматической кристаллизации). Обычно они концентрируются только в верхней или нижней час-



тях карбонатитовых тел либо скапливаются только в одном участке, обуславливая в целом зональное размещение рудной минерализации.

Наблюдаемые соотношения могут быть объяснены отложением природных минеральных соединений из нескольких разновозрастных порций рудоносных растворов. В некоторых карбонатитах распространены барит ($BaSO_4$), флюорит (CaF_2), целестин ($SrSO_4$), которые выделяются только из водных растворов при температурах, не превышающих $200^\circ C$. Температура кристаллизации других минералов также сравнительно невелика, в частности наиболее ранних из них $550-350^\circ C$. Это наводило исследователей на мысль о выпадении их из горячих минерализованных растворов.

Однако в 1967 г. геологи оказались очевидцами интереснейшего примера излияния из современного вулкана Африки низкоплавкой подвижной лавы карбонатного состава. Это наглядно показало несомненное существование глубинных магм, сложенных почти целиком жидкими карбонатами. Поэтому в настоящее время среди исследователей все больше распространяется мнение, согласно которому процесс образования карбонатитовых месторождений является сложным и длительным [19, 26]. Вероятно, вначале часть карбонатов кристаллизуется из магматического расплава, а позднее возникающая подавляющая масса их и практически все рудные минералы образуются из горячих растворов, обогащенных летучими компонентами.

Магматические расплавы, обогащенные Са и соединениями С, зарождаются в мантийном веществе. Это происходит, скорее всего, под влиянием теплового потока и потока перегретых углеродсодержащих флюидов, поступающих из астеносферы или даже более глубоких геосфер Земли. Расплавленное вещество находится, видимо, под давлением $1500-2500$ МПа. Подъем его происходит в период активизации глубинных разломов, прослеживающихся по периферии платформ и щитов, а также в пределах континентальных рифтов. Расплав, насыщенный перегретыми флюидами, перемещаясь по восстанию, проникает в базальтовый слой и смешивается здесь с выплавленной магмой, возникшей на пути теплового потока. По мере дальнейшего подъема состав расплава эволюционирует. Наибольшие изменения он претерпевает, видимо, на глубине $5-10$ км от древней поверхности. Это объясняется резким падением давления и поступлением в зоны

Рис. 44. Размещение провинций ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (на тектонической основе В. В. Белоусова; по А. И. Гинзбургу и Е. М. Эпштейну):

1 — платформы и щиты; 2-5 — складчатые зоны; 2 — каледонского; 3 — герцинского; 4 — мезозойского; 5 — альпийского возраста; кружками показаны главные массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.

Рудоносные провинции, характеризующиеся проявлением карбонатитовых месторождений: I — Кольская, II — III — Скандинавская, IV — Рейнская, V — Кокчетавская, VI — Северо-Сибирская, VII — Енисейская, VIII — Чадобекская, IX — Восточно-Саянская, X — Сетте-Дабанская, XI — Алданская, XII — Ханкайская, XIII — Восточно-Африканская, XIV — Западно-Африканская, XV — Бразильская, XVI — Восточно-Канадская, XVII — Арканзасская, XVIII — Западно-Канадская, XIX — Колорадская

разломов кислорода. При этом углеродсодержащие флюиды окисляются и переходят в CO_2 , который извлекает из расплава ионы Са. Это приводит к энергичному расслоению расплава на жидкости, одни из которых имеют существенно карбонатный состав, а другие — силикатный и насыщены К, Na и Al_2O_3 . А. И. Гинзбургом и Б. М. Эпштейном, обобщившим имеющиеся материалы, было показано, что такие порции магматического расплава могли подвергаться кристаллизации на месте либо перемещаться в более высокие горизонты земной коры, где они и затвердевали.

В некоторых случаях расплавы достигали древней поверхности и образовывали *карбонатитовые массивы* так называемого «открытого» типа. К ним относятся многие массивы Африки, приуроченные к разломам континентальных рифтов, а также некоторые массивы Советского Союза. В других случаях верхние части расплавов застывали на глубине от 1,5 до 5 км от древней дневной поверхности. В таких условиях возникали *карбонатитовые массивы «закрытого» типа* (рис. 45). Расплав внедрялся последовательными порциями различного состава. Первыми проникали более тугоплавкие, более теплоемкие расплавы, содержащие около 40—45% SiO_2 . Одни из них содержали повышенные концентрации Mg и Fe, другие — К, Na, Fe и Al_2O_3 . При застывании первых порций расплавов возникали ультраосновные породы, при кристаллизации вторых — щелочные основного состава.

В узлах пересечения зон глубинных разломов обе упомянутые порции расплавов могли проникать в более верхние горизонты по образующимся дополнительно кольцевым разрывам. Последние представляют собой кольцеобразные в плане, по-видимому, конусообразные полости, уходящие в глубь земной коры. В этих полостях образуются серповидные и почти замкнутые тела ультраосновных и щелочных основных пород. В средние части таких колец внедрялись и раскристаллизовывались более поздние сравнительно легкоплавкие расплавы. Они были обогащены Na, К, Al_2O_3 и недосыщены SiO_2 . При их остывании возникали светлые кристаллические породы, именуемые нефелиновыми сиенитами. Наконец, наступала очередь поступления легкоплавких карбонатных расплавов, насыщенных Са и CO_2 . Существование их в настоящее время уже не вызывает сомнений. Американские экспериментаторы П. И. Уайли и О. Таттл установили, что при температуре около 650—700°C может существовать расплав карбонатов и $\text{Ca}(\text{OH})_2$, насыщенный водой. Он остается устойчивым при довольно широком диапазоне давлений, от самых небольших, характерных для приповерхностных частей земной коры, до повышенных, соответствующих примерно 3,5 км глубины. Расплав карбонатов является *остаточным* и интродуцирует после подъема тугоплавких порций, богатых Na, К, Fe, Al и содержащих некоторое количество SiO_2 . В оставшейся части магматического расплава кроме CO_2 и Са накапливаются металлоносные газо-жидкие компоненты.

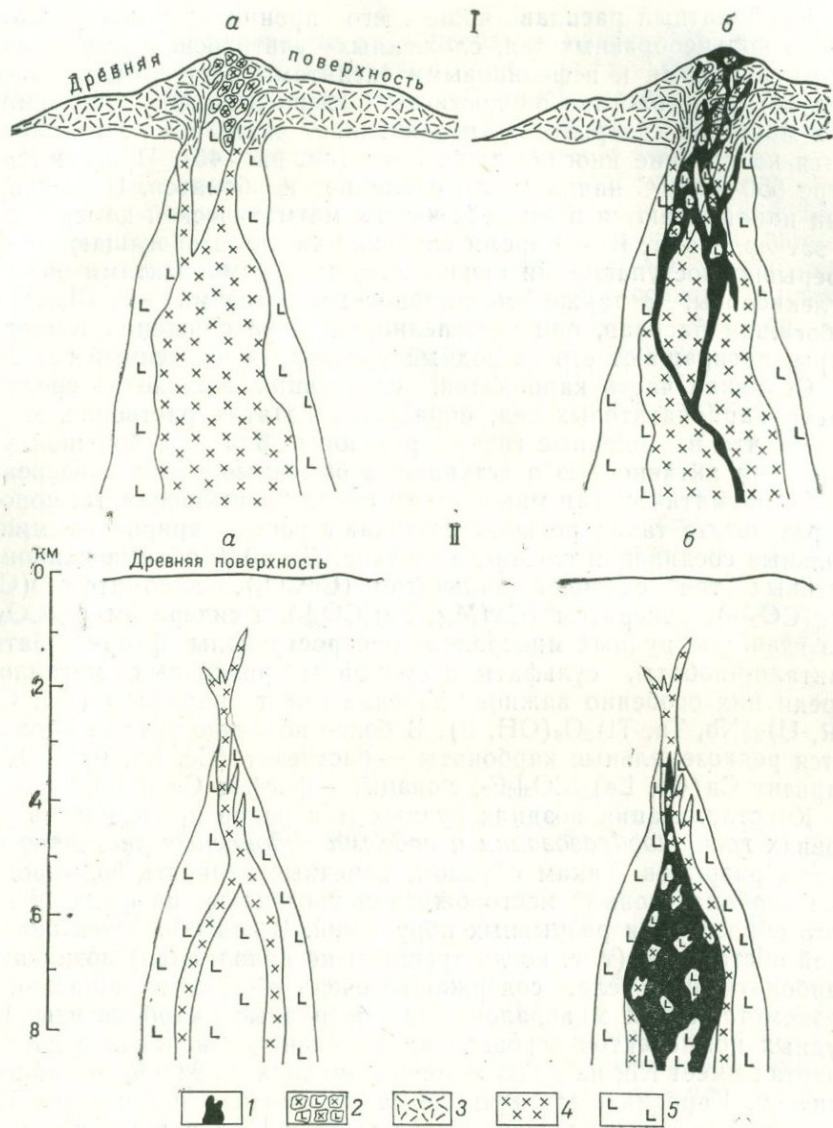


Рис. 45. Типы и последовательность формирования массивов карбонатных пород:

I — массивы «открытого» типа, выходящие на древнюю дневную поверхность в виде вулканических жерл, сопровождающиеся лавами, туфами и вулканическими брекчиями: а — до формирования карбонатитов, б — после формирования карбонатитов; II — массивы «закрытого» типа, не имевшие выхода на древнюю поверхность: а — до формирования карбонатитов, б — после формирования карбонатитов. Разрезы составлены А. И. Гинзбургом и Е. М. Эпштейном, упрощены авторами:

1 — карбонатиты; 2 — породы жерловой фации; 3 — щелочные ультраосновные лавы, туфы, вулканические брекчии; 4 — сиениты и нефелиновые сиениты; 5 — ультраосновные и щелочные ультраосновные интрузивные породы.

Карбонатный расплав чаще всего проникает в центральные части кольцеобразных тел, сложенных ультраосновными, основными породами и нефелиновыми сиенитами. При этом в массивах «открытого» типа он достигает древней поверхности земли, а в массивах «закрытого» типа верхние части его кристаллизуются на глубине иногда даже 7 км (см. рис. 45). При температуре 550—600°C начинается выделение карбонатов. Постепенно они накапливаются в верхних частях магматической камеры, где и затвердевают. В это время глубокие части ее обогащаются непрерывно поступающими снизу летучими компонентами воды и углекислоты, а также металлоносными газами — F, Cl, P, V. Обогащая расплав, они постепенно, по мере снижения температуры, превращают его в водный раствор, насыщенный газами.

Основная часть карбонатов, слагающих верхние и средние части карбонатитовых тел, образуется из этих растворов. Дело в том, что насыщенные газы растворы обладают большой химической активностью и вступают в обменные химические реакции с магматическими минералами ранее сформированных пород. В результате таких реакций возникают новые природные минеральные соединения сложного состава. До 90% объема карбонатитовых тел сложено кальцитом (CaCO_3), доломитом ($\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$), анкеритом ($\text{Ca}(\text{Mg, Fe})[\text{CO}_3]_2$) и сидеритом (FeCO_3). Из главных рудных минералов распространены фтор-ниобаты, тантало-ниобаты, сульфаты и сульфиды различных металлов. Среди них особенно важное значение имеет пироксид ($\text{Na, Ca, TR, U}_2(\text{Nb, Ta, Ti})_2\text{O}_6(\text{OH, F})$). В более позднюю стадию образуются редкоземельные карбонаты — бастнезит ($\text{Ce, La, Pr}[\text{CO}_3]\text{F}$, паризит $\text{Ca}(\text{Ce, La})_2[\text{CO}_3]_3\text{F}_2$, монацит — фосфат Ce и La.

Кристаллизация поздних рудных минералов происходит в условиях трещинообразования и подъема рудоносных растворов по зонам разрывов. Таким образом, конечные периоды формирования карбонатитовых месторождений протекают на фоне активного образования разрывных нарушений. В спокойной тектонической обстановке (т. е. когда трещины не появляются) возникают карбонатитовые тела, содержащие очень бедную вкрапленность редкометалльных минералов, или безрудные карбонатиты. Из рудных компонентов основное промышленное значение в карбонатитах имеет Nb, на долю которого приходится 98,9% его общих запасов. Карбонатиты являются также важным источником TR. Частично из них извлекаются также Ta и U, входящий в состав пироксидов. Иногда карбонатиты вмещают руды Fe (магнетит) и Sn. На карбонатитовом месторождении Палабора (ЮАР) добываются медные руды, на других промышленно ценным является апатит. Наиболее крупные месторождения находятся в Бразилии (Араша и Тапира). А. А. Фроловым одним из первых было отмечено, что многие массивы карбонатитов формировались в четыре стадии. Первая из них — безрудная — характеризуется выделением крупнозернистого кальцита со слюдой, апатитом и другими минералами. Во вторую стадию возникали своеобразные

пегматоидные кальцитовые карбонатиты с магнетитом, апатитом и ранним пирохлором. В третью стадию кристаллизовались мелкозернистые кальциты с роговой обманкой, магнетитом и главной массой пирохлора. В четвертую стадию образуются железистые крупно- и мелкозернистые карбонатиты с флюоритом, апатитом, сульфидами тяжелых металлов и карбонатами редких земель. Редкометалльные карбонатиты с пирохлором приурочены главным образом к центральной части штокообразных рудных тел. Для карбонатитов, вмещающих руды Ta и Nb, установлена зональность — в них от периферии к центру массивов комплексное оруденение Ta—Nb сменяется рудами Nb и, наконец, TR.

В карбонатитовых месторождениях сосредоточены, как правило, значительные запасы руд. Чаше они образуют крутопадающие столбообразные тела. В поперечнике они достигают десятков — многих сотен метров, а на глубину протягиваются максимально на несколько километров. Реже карбонатитовые массивы содержат крутопадающие жилы и линзы вкрапленных руд. Последние, скорее всего, возникали в период особенно активной тектонической обстановки и формирования многочисленных трещин. На этих месторождениях даже самые ранние карбонаты выделялись не из расплавов, а из газово-водных растворов, отделившихся от глубокозалегающих магматических очагов, деформированных разрывами.

Глава VI

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Контактово-метасоматическими называются месторождения, рудные тела которых локализируются в скарнах на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород. Процессы скарно- и рудообразования протекают на средних и больших глубинах (1,5—4 км и реже более от древней поверхности), т. е. в условиях достаточно высоких давлений. Основное промышленное значение среди скарновых месторождений принадлежит месторождениям Fe, W, Pb—Zn (табл. 3), но известны, кроме того, связанные со скарнами руды Cu, Co, Mo, Sn, Be, B, Au и других металлов [24].

Скарны состоят из нескольких групп минералов — гранатов (алюмосиликаты Ca, Fe, реже Mn), пироксенов (силикаты Ca, Mg, Fe), ряда гидроксилсодержащих алюмосиликатов и силикатов K, Ca, Mg, Fe, Al и некоторых других минералов. Скарны и связанные с ними руды образуются в широком температурном интервале — от 800 до 300°C и меньше. Наиболее ранние скарновые минералы кристаллизуются при температуре 800—500°C. Одновременно с накоплением их или, точнее, к концу процесса образуются лишь руды Fe и частично W. Основная масса рудных минералов возникает после формирования скарнов и накладыв-

Удельный вес запасов, добычи и масштабы главных промышленных типов скарновых месторождений

Тип месторождений	Запасы, % от мировых	Добыча, % от мировой	Ориентировочные запасы металла, тыс. т	
			Крупные месторождения	Рядовые месторождения
Скарново-вольфрамовый (шеелитовый)	20—25	30	Более 50	1—15
Скарново-свинцово-цинковый	10—15	Около 10	1000	50—200
Скарново-железорудный	~10	5	Более 200000	25 000—100 000
Скарново-медный	Около 5	Около 1	10—30	3—5

вается на них, кристаллизуясь из горячих газовой-жидких растворов.

Образование скарнов и последующее отложение руд — части одного процесса, так как протекает он в результате поступления отдельных порций растворов, отщепляющихся от единого глубинного магматического источника. Ранние высокотемпературные порции раствора (более 500 °C) переносят элементы, входящие в состав лишь породообразующих минералов. Эти элементы извлекаются в основном из омываемых и замещаемых растворами пород — из карбонатных (Ca, Mg) и алюмосиликатных (K, Al, Mn, Fe, SiO₂). Часть ионов Fe и Mg, содержащихся в ранней порции растворов, возможно, привносится с последними из глубинного источника. Таким образом, ранние порции растворов приводят к накоплению лишь руд Fe. Последние, относительно менее горячие порции растворов, поступающие из того же глубинного источника, являются главными поставщиками других промышленных руд.

Рассматриваемые контактово-метасоматические месторождения часто тесно связаны с интрузивными массивами гранитоидов, хотя месторождения Fe и других руд нередко формируются на контакте карбонатных пород с порфиритами и кислыми вулканитами.

Д. С. Коржинский [11] выделяет две разновидности скарнов: магнезиальные и известковые.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ И РУДЫ

Магнезиальные скарны возникают на больших глубинах (более 3—5 км) при внедрении в доломиты (а иногда и в другие карбонатные породы, содержащие Mg) расплавов гранитоидов (или более щелочных пород). В этом случае на доломиты воздействуют гранитные расплавы, что приводит к интенсивным химическим реакциям между этими образованиями. Они обуслов-

ливают возникновение минералов Mg и Ca (заимствованных из карбонатных пород), а также Fe, Al_2O_3 и SiO_2 , отчасти K (заимствованных из алюмосиликатного расплава). Вдоль контакта доломитов и гранитоидных тел возникают залежи магнезиальных скарнов, сложенные форстеритом (Mg_2SiO_4), пироксеном — диопсидом ($Ca, Mg[SiO_3]_2$), содержащей Mg и Fe слюдой-флогопитом ($KMg_3[AlSi_3O_{10}][Fe, OH]_2$), шпинелью ($Mg, FeAlO_4$) и другими алюмосиликатами и силикатами Mg и Fe. В магнезиальных скарнах отсутствуют минералы, относящиеся к группе гранатов, что является типичной чертой этих пород. Подобным образом возникают залежи скарнов, которые Д. С. Коржинский рассматривает в качестве *биметасоматических*, т. е. формирующихся при встречном взаимодействии в растворе компонентов, входящих в состав карбонатной и алюмосиликатной породы. Проникновение растворов происходит по порам и мелким трещинам. В результате контактирующие породы, особенно карбонатные, замещаются скарновыми минералами, которые постепенно как бы разрастаются в обе стороны от контакта. Скарны, образующиеся в напряженной тектонической обстановке, в процессе формирования трещин, Д. С. Коржинский назвал *инфильтрационными*. Они используют сравнительно прямолинейные тектонические контакты карбонатных (в данном случае магнийсодержащих) и затвердевших алюмосиликатных пород. Но иногда инфильтрационные скарны проявятся вдоль трещин, расположенных на расстоянии 100—200 м от контакта. Образуются они в связи с тем, что в тектонические контакты или в трещины, развивающиеся, например, в карбонатной толще, поступают растворы, уже содержащие компоненты алюмосиликатной породы (например, Fe, Al_2O_3 , SiO_2). Последние были заимствованы растворами при просачивании их через застывшие периферические части гранитоидных массивов. Если такой раствор поднимается по тектонически нарушенному контакту изверженной породы внутрь доломитов, то он начинает химически взаимодействовать только с карбонатной породой. Образуются минералы инфильтрационных магнезиальных скарнов. Это, очевидно, происходит на той стадии, когда гранитоидные массивы затвердевают в периферических частях, где возможно образование трещин.

Таким образом, магнезиальные скарны формируются не только в период проплавления доломитов расплавами, но и значительно позднее, после кристаллизации верхних (периферических) частей магматических массивов. Приуроченность магнезиальных инфильтрационных скарнов к трещинам обуславливает залегание их в форме трещинных жил, правда, с очень неровными границами, сопровождающимися боковыми ответвлениями (апофизами).

Из рудных минералов, имеющих промышленное значение, в магнезиальных скарнах установлены только магнетит и борсодержащий минерал — людвигит (сложный окисел Mg, Fe и V). Рудные тела, сложенные ими, представлены преимущественно

линзами и пластообразными контактовыми залежами. Мощность их измеряется от первых метров до 30 м, но иногда возрастает до 200 м. В большинстве случаев месторождения локализованы в древних (обычно докембрийских) породах, в районах с широким развитием доломитов и гранитоидных массивов.

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ И РУДЫ

Известковые скарны представляют собой образования, сложенные гранатами, в состав которых входят Са, Fe (гроссуляр, андрадит), а также Mn и Fe (спессартит, альмандин), пироксенами, содержащими Са, Mg, Fe (диопсид и геденбергит), и некоторыми другими минералами, например, водными силикатами Са, Fe (ильваит), силикатами Са, Mg, Fe, Al (везувиан). Образуются они только на средних, реже небольших глубинах — до 1,5 км от древней поверхности, но никогда не возникают глубже 3—3,5 км. Это вызвано очень ограниченной диссоциацией CaCO_3 при высоких температурах, характерных для газово-жидких растворов, циркулировавших на больших глубинах.

Известковые скарны образуются на контакте алюмосиликатных пород с любыми карбонатами, и в частности с известняками, доломитами, известковыми сланцами, песчаниками, имеющими известковый цемент, глинистыми известняками (мергелями). Алюмосиликатной средой служат интрузивные породы — граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, сиенито-диориты, эффузивные породы кислого состава (кварцевые порфиры), сланцы, богатые кварцем и полевыми шпатами.

Известковые скарны и связанные с ними месторождения W, Pb—Zn, Cu, Mo, Fe распространены обычно вблизи выходов массивов гранитоидов, в зоне их теплого воздействия на вмещающие породы. Вероятно, в корневых частях таких массивов находились магматические очаги, которые служили источником как ранних нерудоносных, так и поздних металлоносных порций растворов.

Среди известковых скарнов, так же как и среди магнезиальных, наиболее распространены тела биметасоматического и инфильтрационного происхождения (рис. 46). Образуются биметасоматические скарны из горячих высокотемпературных растворов (по В. А. Жарикову — 800—400 °C), просачивающихся вдоль контакта карбонатной и алюмосиликатной пород. При этом в полосе проникновения растворов начинается встречная диффузия катионных и анионных групп элементов, входящих в состав исходных пород. Из известняков в алюмосиликатную среду проникают катионы Са, отчасти Mg, а из алюмосиликатной среды в карбонатную — ионные группы Al_2O_3 и SiO_2 , отчасти катионы Fe и Mn. Указанные компоненты образуют минералы, которые постепенно замещают породы, прилегающие к контакту, в результате чего формируются пластообразные залежи и линзы известковых скарнов. Часто эти залежи характеризуются крайне неправильной

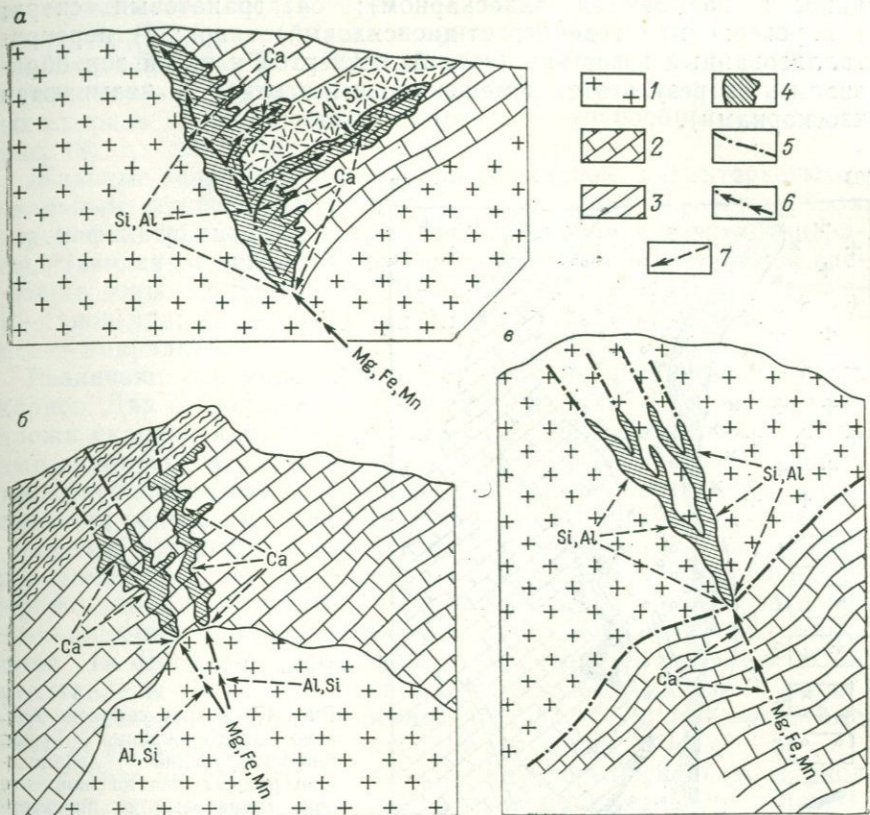


Рис. 46. Разрезы, иллюстрирующие образование главных типов рудоносных скарнов:

a — биметасоматических, формирующихся вдоль границы алюмосиликатных и карбонатных пород, *б* — инфильтрационных экоскарнов, развивающихся в карбонатных породах, *в* — инфильтрационных эндоскарнов, возникающих в алюмосиликатных породах, 1 — граниты; 2 — известняки; 3 — глинистые сланцы; 4 — скарны; 5 — разрывные нарушения; 6 — разрывное нарушение, представляющее собой канал проникновения химически активного раствора, содержащего катионы магния, железа, марганца; 7 — направление поступления в химически активный раствор элементов, ранее входивших в состав породы

формой и повторяют изгибы контакта, одновременно образуя сложные ответвления (рис. 47). Мощность залежей может изменяться от долей метра до первых сотен метров. Поскольку замещению подвергаются две породы резко различного состава, залежи известковых скарнов характеризуются сменой минерального состава по направлению от алюмосиликатных пород к карбонатным.

Д. С. Коржинским в скарнах Турьинского медного месторождения (Урал) выявлены следующие зоны: 1) неизменный гранит; 2) околоскарновая зона; 3) пироксен-гранатовый скарн (три упомянутые зоны возникли путем замещения гранитов и в сово-

купности называются эндоскарном); 4) гранатовый скарн; 5) пироксеновый (геденбергит-диопсидовый) скарн; 6) перекристаллизованный известняк (скарны четвертой и пятой зон образовались в результате замещения известняков и называются экзоскарнами).

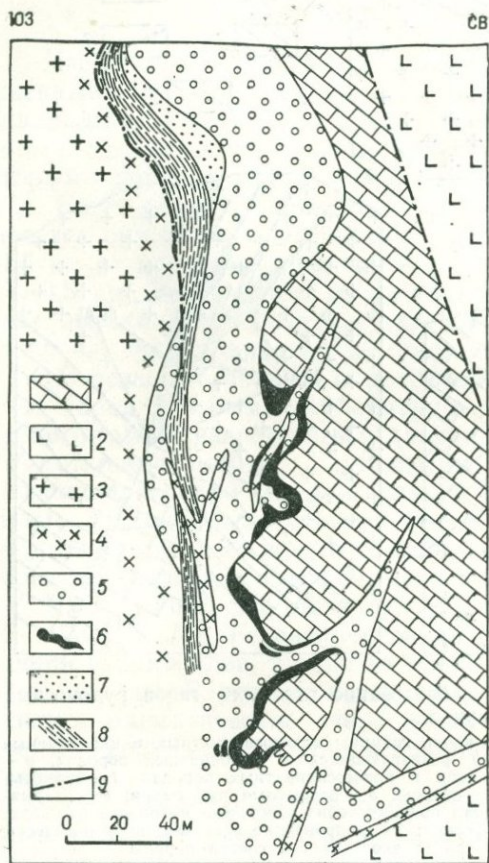


Рис. 47. Разрез скарново-медного месторождения Турья, иллюстрирующий локализацию рудных тел на контакте зон гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов и мраморизованных известняков (составлен В. Ф. Чернышевым):
1 — мраморизованные известняки; 2 — порфириты; 3 — кварцевые диориты; 4 — скарнированные кварцевые диориты; 5 — гранатовые и пироксен-гранатовые скарны; 6 — минерализованный сульфидами Фроловский разлом; 7 — прочие разрывы

При температурах 550—800°C в пироксен-гранатовых эндоскарнах возникает пироксен-волластонит (CaSiO_3). Он служит своеобразным термометром процесса скарнирования. Ниже 550°C он не возникает. При меньших температурах образования (400—500°C) формируется зона граната и эпидота (гидроксилсодержащий силикат Ca, Fe и Al) или пироксена и эпидота. Появление эпидота свидетельствует об умеренно высокой температуре скарнообразования.

Известковые скарны инфильтрационного происхождения возникают в зонах трещин, на пересечении либо смыкании нескольких обычно крутопадающих разрывов. Чаше они наблюдаются в

известняках, значительно реже — в алюмосиликатных породах (например, в гранитоидах на скарново-шеелитовом месторождении Чорух-Дайрон, ТаджССР). В связи с преимущественной приуроченностью к крутопадающим разрывам тела инфильтрационных скарнов нередко имеют жило- или трубообразную форму (рис. 48).

Жильные тела инфильтрационных скарнов характеризуются зональным строением. В отличие от биметасоматических каждая зона инфильтрационных скарнов обычно сложена одним минералом. Начиная от неизмененного известняка, устанавливаются следующие зоны: 1) родонита; 2) марганецсодержащего пироксена — диопсида; 3) пироксена (Mn и Fe) — геденбергита; 4) граната — андрадита.

Различают три морфологических типа тел инфильтрационных скарнов. Два из них показаны на рис. 48: жило- и трубообразные залежи скарнов в карбонатной породе, залегающей над массивами гранитоидов; жильные тела в гранитоидах, перекрывающих ниже расположенные известняки. Третий тип, называемый фронтальными залежами инфильтрационных скарнов, приурочивается к пологим контактам известняков, расположенных над телами гранитоидных пород. Дальнейшее развитие минералообразования выражается в поступлении в скарновые залежи более поздних металлоносных порций растворов и замещении скарновых минералов (в основном, пироксенов) соединениями металлов. Они представлены окислами, сульфидами, вольфраматами и возникают примерно в такой последовательности: 1) магнетитовые руды, 2) вольфраматы, 3) бораты, 4) сульфиды.

В случае некоторого перерыва между формированием скарнов и поступлением поздних, в сущности гидротермальных рудоносных растворов (скарны играют в этом случае роль благоприятной среды) промышленные руды образуются, по В. А. Жарикову, в следующем порядке: 1) магнетитовые и боратовые, 2) шеелитовые и молибденитовые, 3) золото-висмут-медные, 4) медно-цинково-цинковые, 5) вновь боратовые, представленные датолитом — $\text{Ca}(\text{BOH})\text{SiO}_4$.

Распределение рудных минералов в скарновых залежах обычно неравномерное. В скарново-железородных месторождениях скопления магнетита (вкрапленность, линзы, гнезда, нередко сплошные массивные тела) распространены в экзоскарнах, т. е. в гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнах, развившихся по известнякам. Свинцово-цинковые и медные руды образуют часто сплошные массивные скопления площадью от 1—2 до нескольких десятков квадратных метров либо развиты в виде мелких гнезд и вкрапленности в пироксеновых скарнах. Шеелитовые руды представлены в основном вкрапленностью и очень мелкими скоплениями, рассеянными в гранат-пироксеновых скарнах.

Кристаллизация руд различных металлов в скарнах происходит из растворов, температура которых изменяется от 500 до 200 °С, причем шеелитовые руды, сульфиды и датолитовое оруде-

нение возникают в интервале температур чаще от 300 до 200 °С. Возникающие к концу процесса прожилки безрудного флюорита (CaF₂), кальцита и кварца кристаллизуются, как правило, при температуре около 100 °С.

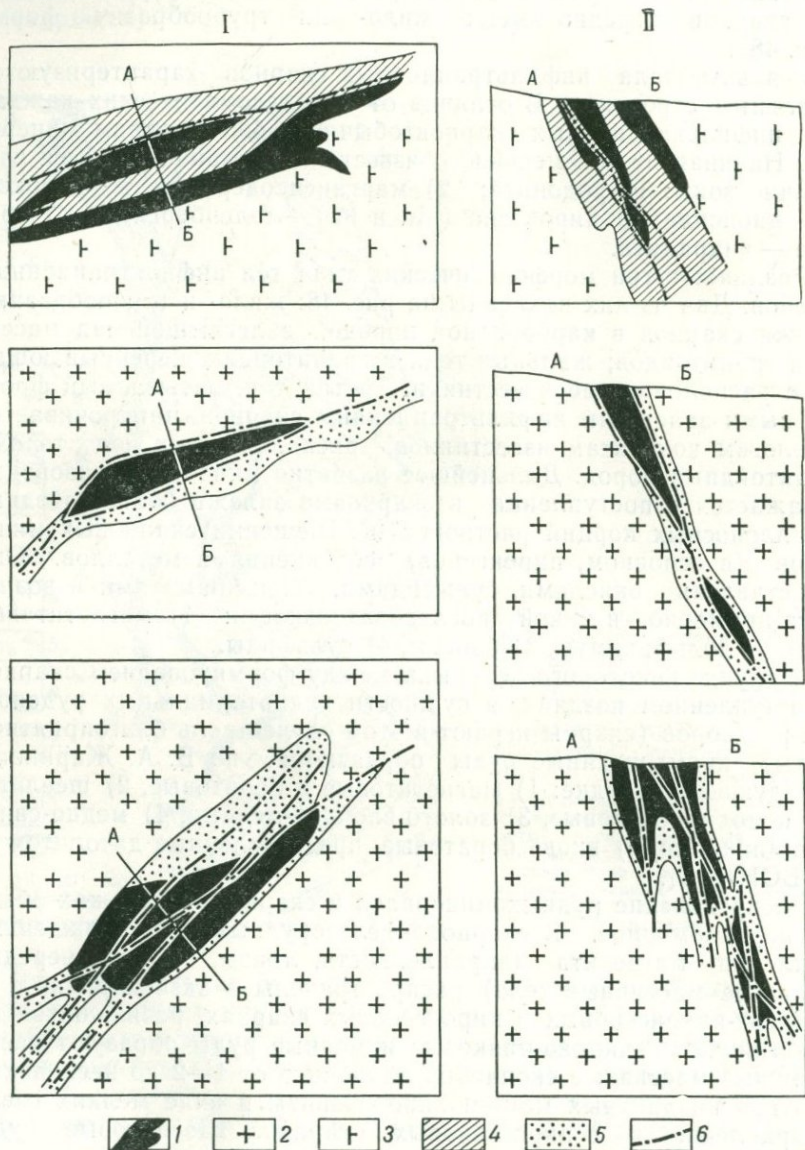


Рис. 48. Морфология шеелитовых скарно-рудных тел месторождения Чорух-Дайрон:

I — план, II — разрез (по А. Д. Щеглову и Т. В. Буткевичу); 1 — рудные тела; 2 — гранодиориты; 3 — монзониты; 4 — зона развития скаполита — $(\text{Na}, \text{Ca})_6(\text{Al}_{1-2}\text{Si}_{2-3}\text{O}_6)_2 \times (\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{CO}_2)$; 5 — зоны развития альбита; 6 — разрывные нарушения

Примером скарновых месторождений высокотемпературных вольфрамо-молибденовых руд может служить Тырнаузское месторождение на Северном Кавказе. Оно представляет собой ряд скарново-рудных залежей, метасоматически образовавшихся на крыльях и своде известнякового ядра сильно сжатой антиклинальной складки. Локализовались рудные залежи под перекрывающим известняки горизонтом алюмосиликатных пород — биотитовыми роговиками (рис. 49). В этих породах также возникли скарны, составляющие до 80 % общего их объема. Представлены

Рис. 49. Схематический разрез скарнового вольфрам-молибденового Тырнаузского месторождения (составлен А. В. Пэком):

1 — мраморы и мраморизованные известняки; 2 — роговики, образовавшиеся из песчаников; 3 — кварц-плаггиоклазовые гранит-порфиры; 4 — граниты; 5 — дайки молодых гранитов; 6 — разрывы; 7 — скарновые тела с рудами вольфрама и молибдена

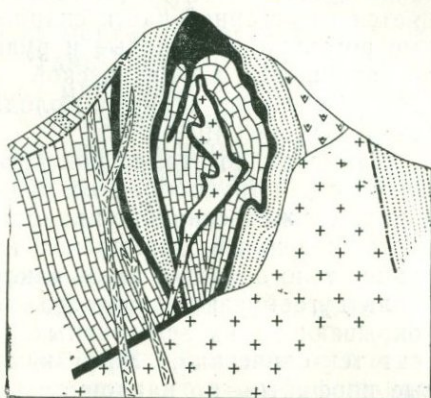
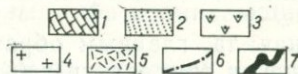
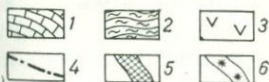
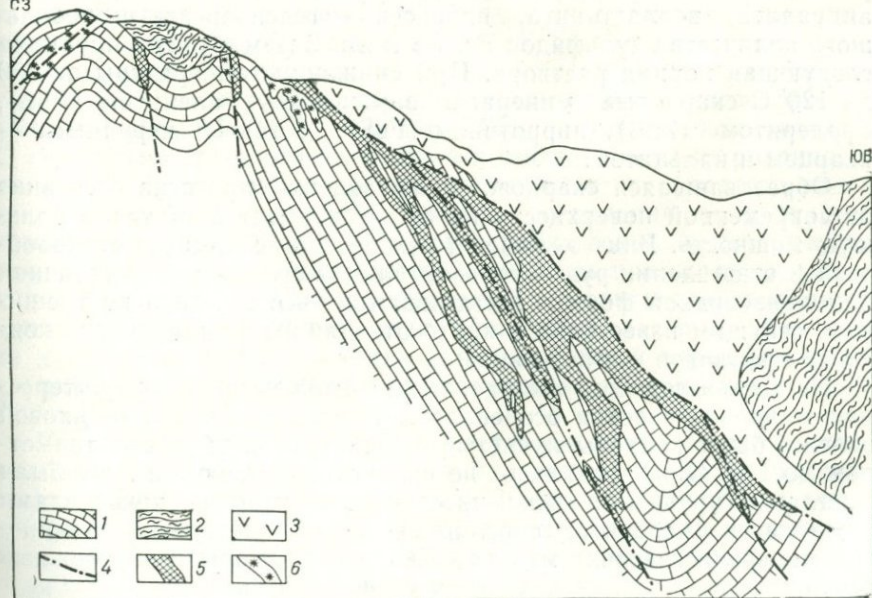


Рис. 50. Схематический разрез скарнового свинцово-цинкового Дальнегорского месторождения (по И. Н. Томсону и Н. Н. Мозговой):

1 — известняки; 2 — кремнистые сланцы; 3 — андезиты и кварцевые порфиры; 4 — разрывы; 5 — скарново-рудные тела; 6 — участки окисленных руд



63



они плагиоклазом, пироксенами (в основном, геденбергитом и диопсидом), гранатом, главным образом андрадитом, везувианом. После образования скарнового тела в нем возникли зоны трещиноватости, по которым проникали более поздние металлоносные растворы. Просачивались они в скарновую залежь неравномерно, максимально насыщая наиболее трещиноватые участки. Поэтому рудные минералы — шеелит (CaWO_4) и молибденит (MoS_2) — образуют то довольно густую, то совсем убогую вкрапленность и тонкие жилы в скарнах. Молибденовое оруденение в виде достаточно густой сети кварц-молибденовых прожилков распространяется из северной части скарновой залежи в вышерасположенные роговики. Скарновые и рудные минералы образовались еще до завершения магматической деятельности, о чем свидетельствует пересечение дайками молодых гранитов скарново-рудных залежей (см. рис. 49).

Примером сочетания контактовой рудной залежи и соединяющихся с ней трубообразных рудных тел, рассекающих слоистость пород, служат свинцово-цинковые рудные тела Дальнегорского месторождения в Приморском крае (рис. 50). Главное скарноворудное тело образует здесь наклонную залежь. Она вытягивается вдоль дугообразно-изогнутого в плане контакта известняков и покрывающих их эффузивных (алюмосиликатных) пород. Контакт тектонический. Эффузивные породы — андезиты и кварцевые порфиры — по наклонному контакту надвинуты на известняки.

Сначала, главным образом в известняках, в интервале снижающейся температуры (от 600° до 400°C) метасоматически образовалось тело скарна, состоящее в основном из граната — андрадита, волластонита, пироксена — геденбергита и небольшого количества сульфидов Fe, Pb и Zn. Затем в скарн проникла следующая порция раствора. При снижении температуры от 350 до 120°C скарновые минералы замещались галенитом (PbS), сфалеритом (ZnS), пирротинном (FeS), а также нерудными — кварцем и кальцитом.

Образовавшаяся скарноворудная залежь протягивается вниз от современной поверхности на 500 м и имеет достаточно большую мощность. Вниз от залежи отходят изгибающиеся столбообразные ответвления руд. В горизонтальном срезе они изометричной или линзовидной формы. Вытягиваются все эти тела по трещинам, секущим известняки и круто отходящим от наклонного контакта эффузивов и известняков.

На Дальнегорском месторождении была установлена интересная минералогическая особенность. В верхней части скарновой залежи были найдены лучистые агрегаты геденбергита диаметром до 1 м. Они смыкались не полностью. Стенки пустот были выстланы крупными исключительно эффектными кристаллами галенита и сфалерита, образцы которых выставлены во многих минералогических музеях СССР и некоторых зарубежных стран.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К гидротермальным относятся многочисленные месторождения цветных металлов — Cu, Pb—Zn—Cu, Pb—Ag, Sb, Sn, благородных металлов — Au, Ag, железа и металлов его сплавов — W, Mo, Co, Ni, редких и рассеянных металлов — Hg, Bi, Sr, B, Re, In, Ge, Ga, Cd, Se, Te, Sc, радиоактивных металлов — U, Th.

Гидротермальные месторождения возникают из *горячих*, содержащих соединения металлов *газово-водных растворов*, проникающих в зону рудоотложения из мантийных очагов и очагов, расположенных в земной коре. Рудные компоненты, содержащиеся в растворе, выпадают в виде минералов в зоне рудоотложения, находящейся в верхней части земной коры. Генезис и условия формирования гидротермальных месторождений в последнее время подробно рассмотрены в трудах акад. В. И. Смирнова [25].

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИСТОЧНИКАХ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ГАЗОВ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Источником, содержащим металлы и поставляющим их в верхние горизонты земной коры, где и происходит рудообразование, являются либо магматические *расплавы*, либо проникающие из мантии *флюиды*.

Флюиды, проникшие в гранитогнейсовую оболочку, качественно отличаются от газовых систем глубоких геосфер Земли. Дело в том, что по мере подъема и в связи с поступлением в них кислорода состав их эволюционирует. В гранитогнейсовом слое флюиды являются окисленными, т. е. представленными газообразной CO_2 , кислородсодержащими соединениями углеводородов, $(\text{OH})^{1-}$, H_2S , HF, HCl, HBr, NH_3 , CH_4 и других компонентов. С анионными группами этих летучих связаны катионы различных металлов. Среди металллоносных компонентов преобладают, видимо, комплексные гидратизированные соединения, содержащие анионную группу $(\text{OH})^{1-}$. По мере приближения к поверхности земли, увеличения концентрации O_2 , падения температуры и давления флюидная система преобразуется в горячую газово-жидкую и жидкую, т. е. гидротермальную. Последняя «разгружается» или не достигая поверхности земли (под покрывкой перекрывающих пород), или на дне морских и океанических впадин (под толщей морских вод).

Источником гидротермальных растворов являются также *магматические расплавы* любого состава, возникающие на различных глубинах в базальтовом слое Земли, начиная от границы с верхней мантией до границы с гранитогнейсовой оболочкой (т. е. от более чем 40 км до 7—10 км от поверхности планеты), и расплавы гранитогнейсового слоя. Они могут зарождаться в

интервале глубин от 20 до 7 км. Независимо от того, где возникли магматические расплавы, горячие металлоносные газы и отчасти растворы начинают сразу же отделяться от них, причем в значительных объемах вблизи поверхности, в малых — на больших глубинах. Однако главными металлическими компонентами их являются легкие щелочные и щелочноземельные металлы — К, Na, Li, Ca, Mg, которые руд не образуют.

При дифференциации магматического очага основная масса газообразных и растворимых соединений тяжелых металлов накапливается в остаточных расплавах и отделяется от них в процессе их кристаллизации или «нарушенности» очагов зонами разломов. На больших глубинах отделение металлоносных растворов преобладает над выделением газовых компонентов. На малых глубинах из расплавов преимущественно выделяются летучие соединения тяжелых металлов. В обстановке небольших глубин процесс появления магматических расплавов, их дифференциация и отделение газовой-жидких соединений происходят скоротечно.

Чаще дифференциация магматических очагов не наступает (или проявляется слабо). Кристаллизация таких расплавов сопровождается отделением газовой-жидких систем, не обогащенных или слабо обогащенных соединениями тяжелых металлов, которые рассеиваются в материнской или окружающей породе. Концентрация металлов в них сохраняется на кларковых уровнях или оказывается повышенной не более чем в 2—3 раза. В случае внедрения расплавов в сравнительно проницаемую среду в ней может также произойти рассеивание соединений тяжелых металлов.

УСЛОВИЯ ОТДЕЛЕНИЯ ГОРЯЧИХ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ОТ ОСТАТОЧНЫХ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ

Значительные по объему остаточные алюмосиликатные расплавы гранитной либо базальтовой магмы, застывающие на большой глубине (более 10—15 км от поверхности земли) и обогащенные металлоносными летучими соединениями, находятся в условиях очень высоких давлений (400—1500 МПа) и температур, достигающих тысячи градусов. В подобной обстановке внутреннего давления летучих соединений, находящихся в расплаве, недостаточно, чтобы вырваться из него и проникнуть во вмещающие породы. Аналогичные условия могут возникнуть в случае, когда магматический расплав недосыщен летучими. Поэтому последние сохраняются в нем до тех пор, пока магматический резервуар не начнет кристаллизоваться и в его периферической части не возникнет твердая порода.

Дифференциация расплава в конечном итоге приводит к обогащению его остаточной порции летучими, в частности, металлоносными компонентами. Резко преобладают среди них соединения, содержащие ионизированные компоненты воды. При этом

концентрация металлов в остаточном расплаве, видимо, может возрасти в сотни и даже тысячи раз по сравнению с 'кларковой. Дело в том, что существовавшие в течение многих лет представления об ограниченной растворимости воды в магматическом гранитном расплаве, высказанные американским ученым Горансоном, оказались не совсем точными. При некоторых условиях вода может полностью неограниченно смешиваться с силикатным расплавом. Такие условия осуществляются в двух случаях: 1) при высоком давлении 970 МПа и температуре 1080°С (Г. Кеннеди); 2) при значительном содержании в силикатном расплаве щелочей, в частности, когда щелочи в нем преобладают над глиноземом (О. Таттл).

При остывании магматического расплава на меньших глубинах в нем может раствориться меньшее количество воды. Соответственно в остаточном силикатном расплаве количество паров воды может возрасти только до определенного предела (а именно — растворимости воды в расплаве). Как только этот предел будет превзойден, вся излишняя и непрерывно пополняющаяся масса паров воды будет отделяться от расплава. Этому способствует и возрастание внутреннего давления летучих, непрерывно пополняющих остаточную порцию магмы. Это давление сравнивается с внешним, а затем начинает превосходить его. При превышении внутреннего давления пара и газа над внешним из расплава начинают отделяться летучие соединения, в том числе и содержащие металлы. Многие геологи считают, что горячие газово-водные системы, покидающие магматические расплавы, являются достаточно концентрированными. В связи с тем, что они обильно насыщены газами, растворы подвижны и легко проникают до самых верхних слоев земной коры.

При значительном подъеме алюмосиликатных расплавов и застывании неглубоко от поверхности (примерно 3—7 км) *внутреннее давление* летучих компонентов в любых случаях *превышает*, по-видимому, *внешнее*. В этих условиях поднимающийся расплав как бы непрерывно «выкипает». Испаряющиеся газы, в том числе и металлоносные, в процессе подъема и соответственно снижения температуры и давления конденсируются, превращаясь в горячий металлоносный водный раствор. Вероятно, в условиях развития сравнительно проницаемых или небольшого слоя перекрывающих пород испарение начинается сразу же с момента проникновения силикатных расплавов. Пары и газы выделяются непрерывно, энергично и рассеиваются в окружающих породах. Такая обстановка, как указывалось, не благоприятствует образованию руд.

ИСТОЧНИК ВОДЫ, ВХОДЯЩЕЙ В СОСТАВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Если наличие воды в магме не вызывает у исследователей сомнения, то не совсем ясным остается вопрос: может ли появиться

горячий металлоносный раствор из расплава, не насыщенного водой? Есть предположение, что в этом случае магма усваивает воду, содержащуюся в проплавлиющихся ею породах. Н. И. Хитаров установил, что на глубинах 15—25 км, т. е. в условиях высокого давления, при метаморфизме глинистых известняков выделяется от 50 до 65 % содержащейся в них воды. Значительная часть ее выделяется на этих глубинах и из других пород и природных минеральных соединений. Обычно вода входит в них в виде молекул гидроксильных групп (ОН)¹⁻, химически связанных с другими атомами и молекулами. Наиболее энергично высвобождается вода, когда в метаморфизирующуюся глубоко погруженную породу интродуцирует магматический расплав.

В результате магма, ранее не насыщенная водой, усваивает воду метаморфизирующихся пород, ранее содержащуюся в виде химически связанных атомов и молекул в некоторых минералах глубинного происхождения. Но не только магма усваивает метаморфическую воду. По мере того как гидротермальные растворы поднимаются все ближе к поверхности земли, с ними также смешиваются все новые и новые порции воды метаморфического происхождения. Они нередко бывают нагреты до температур 200—500 °С и более. Воды эти минерализованы, в них растворены чаще хлоридные, сульфатные и карбонатные соли Na, K, Ca и Mg. Концентрация их достигает многих десятков и даже сотен граммов в литре. Это уже рассолы. Такая вода, содержащая различные растворенные вещества, перемешивается с гидротермальными растворами, а до их появления может усваиваться магмой.

Следовательно, только руды, образующиеся в специфических условиях на очень большой глубине, могут возникать из гидротермальных растворов, в которых главный растворитель — вода имеет магматическое происхождение. В большинстве случаев часть воды попадает в растворы *из минералов и пород*, подвергающихся метаморфизму. Еще ближе к поверхности раствор обогащается водой, заимствованной *из слоистых толщ*.

Гидротермальные рудоносные растворы, кристаллизовавшиеся недалеко от поверхности земли (на глубине от нескольких сотен метров до 3 км), представляют собой *смесь растворов*: 1) выделившихся из магматического расплава; 2) появившихся в результате отделения воды из минералов и пород, подвергшихся метаморфизму; 3) свободной воды, заключенной в порах пород верхней части земной коры. В подобной сложной смеси растворов сохраняется, очевидно, не так много воды собственно магматического происхождения. Может появиться опасение, что из таких сильно разбавленных растворов рудные минералы уже не могут кристаллизоваться. Однако это не так. Известны многие примеры, когда в таком растворе, заведомо содержащем очень малую долю воды магматического происхождения, химическим путем были установлены высокие концентрации металлов. Например, американский геолог Д. Е. Уайт установил, что из скважины, пробуренной в вулканическом районе Южной Калифорнии Солтон-Си,

с глубины 1580 м одно время изливался рассол, в каждом килограмме которого содержалось до 20 мг растворенной Cu, 2 мг Ag, 0,3 мг Sb, 500 мг Sr и В. Из скважины, пробуренной в бассейне р. Миссисипи, с глубины 3996 м изливался рассол хлоридных вод, содержащий в одном килограмме: 535 мг Zn, 111 мг Pb, около 2 г Sr.

Л. М. Лебедев [13], изучавший на п-ове Челекен высокоминерализованные горячие воды, поднимающиеся по скважинам, установил, что они представляют собой рассолы, содержащие 150—290 г/л растворенного вещества. Температура поступающего рассола 70°C и выше. Главную часть растворенного вещества составляют натрий-кальциевые соли хлора. Кроме того, в воде содержатся (мг/л): 258 I и 450 Br, а также 30 Pb, 30 Zn, 8 Cd, 2,3 Ag, 1 As.

Из такого раствора на стенках скважин непрерывно высаживаются в виде корочек и налетов толщиной до 1 см, а иногда в виде пробок самородный свинец и его окислы, кальцит и барит, и при смешении с сероводородными водами — галенит, сфалерит, пирит. Подсчеты показывают, что минерализованные горячие воды Челекена ежегодно выносят более 100 т свинца. Подсчитано, что магматическая вода в рассолах Челекена составляет первые проценты. Она сильно разбавлена поровыми водами, составляющими в настоящее время главную часть поступающего снизу горячего рассола. Однако металлы в рассоле имеют магматическое происхождение, что подтверждается их изотопным составом.

ВОЗМОЖНЫЙ СОСТАВ И СОСТОЯНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

В гидротермальных растворах растворителем является вода. Среди растворимых соединений главными являются, по-видимому, хлоридные соли Na. В небольших количествах содержатся K, Ca, в еще меньших Mg, Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Li, Ba, Sr, Sn, Mo, W, V, Ti и др. Из анионов резко преобладают $(Si_nO_m)^{k-}$ и Cl^{1-} . Им подчинены HS^{1-} , HCO_3^{1-} , SO_4^{2-} , а также F^{1-} , CO_3^{2-} , углеводородные и азотно-углеводородные группы. В воде гидротермальных растворов в тех или иных количествах растворены также некоторые газы, в частности хлор, фтор, сероводород, углекислый газ, углеводороды. Гидротермальный раствор содержит чаще 3—16 % растворенных веществ, изредка содержание их повышается до 50 %.

О составе гидротермальных растворов можно судить и по экспериментальным данным, при условии проведения их на высоком уровне. Опираясь на физико-химические расчеты американского ученого Р. М. Гаррелса, многие исследователи ранее считали, что растворимость наиболее часто встречающихся в природе соединений металлов — сульфидов — столь низка, что для формирования рудной жилы, несущей, например, 1 т медной

сульфидной руды, необходимо пропустить через трещину раствор, по объему равный Средиземному морю. Советский ученый Я. И. Ольшанский опроверг это мнение, впервые в мире выполнив эксперимент с мечеными атомами. Для этого он синтезировал аргентит, в котором серебро являлось радиоактивным. Этого металла перешло в минерализованный раствор 10 мг/л. Р. П. Рафальский и ряд зарубежных исследователей также экспериментально установили, что в хлоридных растворах при повышении температуры и наличии NaCl и H_2CO_3 растворимость металлов и концентрация их резко возрастают. Так, в сотни раз увеличивается растворимость сульфида свинца (PbS) в растворе, содержащем NaCl и HCl . Резко возрастает растворимость Ag_2S и ZnS в растворах, насыщенных NaCl и нагретых до 160, 180 °C и выше. Г. У. Мори показал, что растворимость такого соединения, как SnO_2 , возрастает в 25 раз, если в растворе присутствует растворенная углекислота.

Интересные данные получены исследователями по определению концентрации металлов и NaCl в пузырьках остаточной жидкости и газа, заключенных в рудных минералах. Пузырьки представляют собой рудоносный раствор, захваченный растущими кристаллами рудных минералов. Оказалось, что в них содержится до 10 мг/л и более различных металлов, а также значительное количество NaCl .

Несмотря на отрывочность данных о растворимости соединений тяжелых и других металлов в рудоносных растворах, можно утверждать, что в них заключены относительно высокие количества металлов. Об этом же свидетельствуют горячие высокоминерализованные природные растворы, изливавшиеся из скважин в Южной Калифорнии, бассейне р. Миссисипи, на п-ове Челекен, а также на дне Красного моря, на подводном хр. Хуан-де-Фука в Тихом океане и других районах планеты. Даже в растворах, существенно разбавленных (в 20—25 раз) приповерхностными водами, из которых соединения металлов частично уже выделились, содержание тяжелых металлов в сумме составляло от первых десятков до 600 мг/л. Очевидно, нередко концентрация их может максимально достигать 1 г/л и более.

Необходимо также учитывать, что соединения металлов растворяются не только в растворах, но и в газах. Газообразные соединения, видимо, в значительных количествах отделяются от силикатных магматических расплавов. Американский ученый К. Б. Краускопф установил, что при 600 °C многие из тяжелых металлов могут находиться в парообразном состоянии в форме сульфидов, окислов и хлоридов. Особенно летучи хлориды таких металлов, как Zn , Pb , Ag , W , Mo , Sn . Они могут давать устойчивые концентрации от 0,0001 до 0,1 г/л.

В настоящее время исследователи достаточно точно научились устанавливать температуру растворов и газов, из которых происходит образование природных минеральных соединений различных металлов. Они образуются в широком диапазоне темпера-

тур — от 600°C и выше до 50°C. При этом такие соединения, как магнетит, браунит, вольфрамит, молибденит, касситерит, чаще возникают из растворов и газов, имевших температуру 500—300°C, а соединения типа халькопирита, галенита, сфалерита, висмутина (Bi_2S_3), аргентита (Ag_2S), блеклых руд — $\text{Cu}_{12}(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$ — выпадают из растворов с температурой 300—200°C. Такие соединения, как киноварь, сурьмяный блеск, или антимонит, аурипигмент (As_2S_3), дискразит (Ag_3Sb), и ряд других кристаллизуются из растворов с температурой от 200 до 80—70°C. Поэтому исходя из температуры, при которой происходит рудообразование, среди гидротермальных месторождений можно различать высоко-, средне- и низкотемпературные.

Менее надежно устанавливается внутреннее давление, при котором происходило выделение рудных минералов. Дело в том, что растворы, зарождающиеся из магм на глубине более 7 км, обладают внутренним давлением, превышающим массу перекрывающих толщ. По мере подъема раствора внутреннее давление его снижается. Обычно гидротермальное рудообразование происходит примерно на глубине 500—3000 м от поверхности земли, растворы в зоне рудоотложения преимущественно характеризуются давлением 30—100 МПа.

ВОЗМОЖНЫЙ СПОСОБ ПЕРЕНОСА МЕТАЛЛОВ РУДОНОСНЫМИ РАСТВОРАМИ

Еще несколько десятилетий назад для исследователей большой загадкой являлся возможный способ переноса металлических соединений, находящихся в растворах и газах. Вначале предполагали, что соединения металлов переносятся в истинных растворах. Однако, когда позднее убедились, что возможная концентрация в подобных растворах этих металлов крайне низкая, мнение это было оставлено.

Некоторые исследователи предполагали, что металлы в природных горячих растворах переносятся в виде *жидких коллоидов* (Г. Бойделл, Р. М. Гаррелс, Ф. В. Чухров и др.), или аэрозолей. Концентрации коллоидных соединений металлов могут быть в десятки, сотни и даже тысячи раз выше, чем содержания тех же соединений, находящихся в истинных растворах. При этом предположения о возможности переноса их гигантскими объемами воды, сравнимыми только с объемами морей, отпали. Однако при проверке этой гипотезы выяснилось, что коллоидные растворы очень неустойчивы при высоких температурах и давлениях, обычных для глубинного отделения гидротермальных растворов. Наблюдаемые колломорфные структуры руд возникают в результате повышения концентрации металлов в растворах и перехода их в коллоидное состояние непосредственно в процессе рудоотложения.

Акад. А. Г. Бетехтин в 1953 г. выдвинул гипотезу о возможном переносе рудных веществ в виде *легкорастворимых галоидов*,

и прежде всего в виде хлоридов. По мнению этого исследователя, хлоридная форма переноса металлов типична до глубины 5 км от древней поверхности. Выше они постепенно сменяются комплексными сульфидсодержащими формами. Аргументы А. Г. Бетехтина о возможности одновременного присутствия хлоридов и сероводорода кратко сводятся к тому, что полнота осаждения сульфида из раствора, содержащего серу и металл, зависит от концентрации ионов S^{2-} и S_2^{2-} . В связи с малыми константами электролитической диссоциации H_2S анионы серы составляют лишь небольшую часть ее общего количества. Анионы серы могли появиться с момента образования водных растворов, в которых растворяется H_2S . Следовательно, согласно А. Г. Бетехтину, осаждение сульфидов из гидротермальных растворов должно происходить не сразу, а по достижении некоторой определенной концентрации указанных анионов. Однако отмеченная А. Г. Бетехтиным слабая диссоциация H_2S и связанная с этим малая концентрация S^{2-} и S_2^{2-} в растворах, хотя и указывает, что растворимость сульфидов значительно больше вычисленной Р. М. Гаррелсом, все же остается небольшой. Скорее всего, металлы в виде растворимых сульфидов не переносятся.

В настоящее время все более широкое признание приобретает гипотеза переноса рудных веществ в виде комплексных соединений. Она была экспериментально обоснована рядом исследователей, но особенно подробно Я. И. Ольшанским и В. В. Иваненко. Дело в том, что растворимость комплексных соединений металлов в сотни и тысячи раз выше по сравнению с растворимостью сульфидов в истинных горячих растворах. В то же время многие комплексные соединения устойчивы как при очень высокой, так и при сравнительно низкой температуре (от 500 до 100 °C).

Комплексные соединения в растворе слабо диссоциированы; они образуют комплексные катионные и анионные группы. Эти группы представляют собой обычно положительно заряженный или нейтральный атом металла, занимающий центральное место в группе. Он окружен противоположно заряженными ионами или нейтральными молекулами, которые образуют в группе внутреннюю сферу. Ее компоненты обычно представлены соединениями водорода с неметаллом или соединениями неметалла с кислородом. Помимо внутренней сферы в комплексной катионной или анионной группе иногда существует внешняя сфера. Она образована ионами легких металлов, более удаленных от центральной ионизированной группы.

В результате в растворе комплексные катионы или анионы образуют соединения типа $Me^{x+}(HS^{x-n})$, $[Me^{x+}(HS^{x-m-n})]O^{m-}$, $[Me^{x+}(HS^{x-n})]O^{m-}$ и т. д., заряженные в одних случаях положительно (катионы), а при другом сочетании ионов внешней и внутренней сферы — отрицательно (анионы). Поэтому тяжелые металлы, являющиеся источником руд, в природных гидротермальных растворах могут переноситься в привычной для нас форме комплексных катионов, а также и в необычной форме анионов.

В другом типе комплексных растворимых соединений место S^{2-} и S_2^{2-} могут занимать Cl^{1-} , F^{1-} , B^{1-} , HCO_3^{1-} , $S_2O_3^{2-}$ (образуя, например, комплексы $NaPbCl_3$ или $NaPbCl_4^{1-}$), а также сложные карбонатные и углеводородные ионы (например, $PbC_7H_5O_3^{1+}$).

Самые устойчивые *растворимые комплексы* образуют катионы Pt, Hg, Mn, Fe, Ni, Cu, Ag, когда они занимают центральное место в катионной или анионной группе и окружены находящимися во внутренней сфере ионами неметаллов (Cl, S, P, F и т. д.) или полуметаллов (As, Sb, Se, Te и т. д.).

В настоящее время экспериментальным путем установлено, что хорошо растворимыми в концентрированных растворах NaCl и HCl, обладающих кислой реакцией, а также в нейтральном растворе являются, например, комплексные соединения свинца — $PbCl^{1+}$, $PbCl_4^{2-}$. Хорошо растворимы и устойчивы в растворах также бисульфидные комплексы типа $MeS \cdot Na_2S$, в частности, комплексы таких металлов, как Hg, Sb, As. В щелочных растворах, богатых CO_3^{2-} , легко растворяется и переносится уран в виде комплексных анионов $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ или $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$. По экспериментальным данным В. Л. Барсукова и Г. Е. Курильчиковой, олово может легко переноситься в форме комплексного аниона, имеющего состав $[SnF_4(OH)_2]^{2-}$.

Учитывая изложенные выше данные можно предположить, что отделение различных металлов от застывающих силикатных расплавов действительно может происходить в форме растворимых солей Cl, F, B, CO_2 , P, CN, CS, H_2S , углеводородов и др. По мере продвижения вверх эти соединения сменяются легкорастворимыми комплексными хлоридными, бисульфидными, бикарбонатными и другими формами. Возможно, что отделение металлов происходит сразу в форме комплексных соединений, транспортирующихся далее вверх в зону рудоотложения.

Д. С. Коржинский рассчитал [11], что растворы, отделяющиеся от расплавов, имеют *нейтральную* или *слабощелочную реакцию*. Соединения металлов могли находиться в них в виде комплексных соединений. Газы, выделяющиеся параллельно с растворами, — H, Cl, F, B, H_2S , CO, CO_2 , различные углеводороды способны образовывать с металлами летучие соединения. Одни соединения существовали в свободном состоянии, другие представляли собой металлоносные газы, вероятно, растворенные в основном объеме раствора в виде недиссоциированных нейтральных молекул (в связи с очень высокой температурой). Это обеспечивало щелочную или нейтральную реакцию растворов.

По мере проникновения в верхние горизонты земной коры и снижения температуры может происходить частичная конденсация той части газа, которая существовала в свободном состоянии. Превращаясь в жидкость, она легко смешивалась с основной порцией раствора. В связи с дальнейшим падением температуры молекулы растворенных металлоносных газов начинали диссоциировать, поставляя в раствор катионы металлов и анионы сильных кислот — Cl^{1-} , F^{1-} .

В результате *кислотность растворов* непрерывно возрастала, и в них оказывались, с одной стороны, растворимые диссоциированные соли металлов — хлориды, фториды, бораты, а также гидраты, а с другой — сохраняющие устойчивость в кислой среде слабодиссоциированные комплексы металлов. При снижении температуры раствора примерно до 400°C ранее существовавший в нем нейтральный сероводород начинает диссоциировать и представлять анионы S_2^{2-} и S^{2-} . При еще меньшей температуре, примерно 300°C , начинает диссоциировать растворенный углекислый газ и в растворе появляются анионы HCO_3^{1-} и CO_3^{2-} . Все это еще более способствует образованию растворимых комплексных соединений тяжелых металлов.

В дальнейшем в связи с нейтрализацией растворов вмещающими породами кислотность уменьшается. В результате растворы характеризуются *щелочной реакцией*, т. е. в них начинает преобладать ион гидроксила $(\text{OH})^{1-}$. В период снижения кислотности растворов растворимые хлориды металлов (отчасти фториды, гидраты и бораты) сменяются преобладающими растворимыми комплексными соединениями — хлоридными, би- и полисульфидными, сульфидными, тиосульфатными, бикарбонатными и др. Вероятно, основным толчком к комплексообразованию является все более возрастающая по мере снижения температуры концентрация в растворе ионов, способных к этому процессу. В первую очередь, это анионы S_2^{2-} , S^{2-} , Cl^{1-} , HCO_3^{1-} . Большинство комплексных соединений устойчиво в кислой среде. Однако при переходе в щелочную многие комплексные соединения становятся неустойчивыми, распадаются и из них кристаллизуются рудные и сопровождающие их жильные минералы.

Перейдем к анализу причин, вызывающих подъем растворов. Расстояния, которые они проходят, часто измеряются многими километрами. В свое время В. Линдгрэн предполагал, что растворы снизу как бы выталкиваются газами, главным образом парами воды, обильно отделяющимися от силикатного расплава. Однако это представление справедливо только для близповерхностных месторождений, связанных с газово-жидкими растворами, отделяющимися от неглубоко расположенных магматических очагов. Непрерывный поток газов в них действительно как бы подталкивает параллельно отщепляющийся раствор.

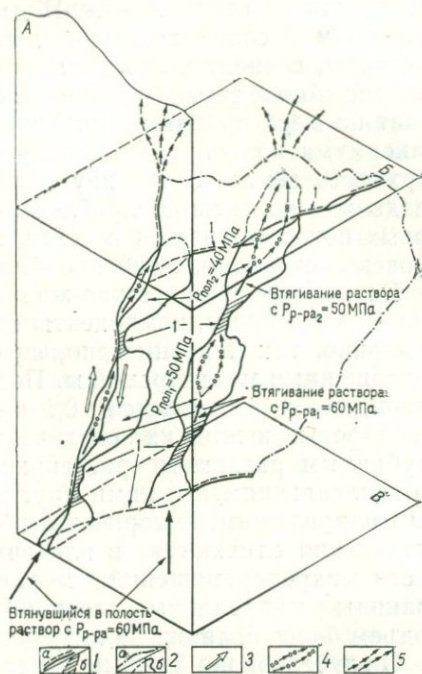
Иначе объяснял причину движения рудоносных растворов А. Г. Бетехтин. По его представлениям, раствор поднимался при возникновении в раздвигающихся полостях трещин «*относительного*» вакуума. Такой вакуум может рассматриваться в качестве относительной величины, меньшей по сравнению с внутренним давлением раствора. Это и обуславливает втягивание его в полость трещины (рис. 51).

Вместе с тем образование вакуума в полости разрывного нарушения ведет к быстрому *испарению, удалению части растворителя* и пересыщению раствора. Возникновение такого вакуума, периодическое всасывание и подъем рудоносного горячего рас-

Рис 51. Схема, иллюстрирующая процесс всасывания раствора в полости разрыва и продвижение его вверх. Трещина с раскрытыми полостями и сжатыми полупроницаемыми перемычками изображена в аксонометрической проекции:

А — на поперечном разрезе, Б — на верхнем и В — на нижнем уровнях, на которых внешнее (литостатическое) давление пород кровли соответственно равно: на верхнем уровне 20 МПа, на нижнем — 50 МПа; $P_{пол1}$ и $P_{пол2}$ — давления,

соответствующие величине относительно «вакуума» и устанавливающиеся в полостях трещин, располагающихся друг над другом; 1 — полупроницаемые перемычки; а — в разрезе и в плане, б — в продольной плоскости разрыва; 2 — границы: а — трещины в ее продольной плоскости, б — полостей в трещине, видимых в закрытых разрезом; 3 — направления движений пород (в разрезе), находящихся по разные стороны разрыва; эти движения приводят к появлению на изгибах разрывного нарушения полостей и образованию в них относительного «вакуума»; 4 — вскипание раствора в полостях, испарение и удаление части растворителя (газов, паров воды); 5 — медленное просачивание отработанных, ранее рудоносных растворов по порам породы на древнюю дневную поверхность



твор на некоторое расстояние могли повторяться неоднократно. Вероятно, эти процессы протекали вплоть до кристаллизации рудных и жильных минералов. Идеи А. Г. Бетехтина поддерживаются многими геологами. Однако современные исследователи считают, что наряду с тектоническими движениями по разрывам, приводящими к раскрытию стенок трещин, они раздвигаются гидродинамической силой самих растворов, просачивающихся вверх под высоким давлением.

Растворы, зарождающиеся на глубине 7 км и более, или флюиды, проникающие на этот уровень из глубинных очагов, распространены в междузерновом пространстве породообразующих минералов. Растворы находятся под очень высоким давлением, измеряемым массой столба вышележащих пород. Однако стоит растворам поступить в корни разрывов, распространяющихся в виде системы трещин далеко вверх, как внутреннему давлению начинает противостоять значительно меньшее гидростатическое давление, соответствующее массе столба воды, заполняющего трещинную систему. Оно по меньшей мере в 3 раза ниже начального внутреннего давления растворов. В связи с этим они легко устремляются по разрывным нарушениям в вышележащие горизонты.

Анализируя причины движения рудоносных растворов, нельзя не остановиться, хотя бы кратко, на современных представлениях

о скорости их перемещения. Поднимаясь вверх по разрывным нарушениям и сохраняя высокое внутреннее давление, рудоносные растворы, очевидно, способны легко перемещаться в вышележащие горизонты земной коры. Скорость их, по-видимому, нарастает по мере приближения к земной поверхности. Она достигает максимума на определенном уровне — примерно 1—2 км от поверхности земли. Здесь внутренняя сила растворов способствует раздвижению трещин, дроблению пород и, возможно, появлению новых боковых трещин в связи с явлениями гидроразрыва. Этот уровень, очевидно, наиболее благоприятен для накопления руд.

После отделения газовой-жидкой системы от расплавов, с глубин 10 км и более, компоненты ее просачиваются, видимо, крайне медленно, так как они используют межзерновые пространства и разобщенные микротрещины. Подъем их можно определить величиной, не превышающей 0,1 м/год. Поэтому основная миграция газовых и жидких соединений, скорее всего, происходит по глубинным разломам (рассекающим гранитогнейсовый слой) и по сочленяющимся с ними другим глубокопроникающим разрывным нарушениям. В корневых частях этих разломов растворимые соединения сливаются в плечные струи, использующие плоскости микроперемещений, мелкие трещинки, деформированные границы минеральных зерен. По этим же путям происходит подъем более подвижных летучих соединений.

С глубин около 3—5 км в пластичных и более 5 км в хрупких породах (рис. 52) рудоносные растворы и газы проникают в корни протяженных разрывов, где скорость их миграции возрастает на один-два порядка и увеличивается по мере подъема. Имеются основания для предположения, что деформация зерен, микроперемещения и плоскости трещинок на больших глубинах возникают только в этапы складко- и трещинообразования. Соответственно и движение газовой-жидкой системы происходит, как пра-

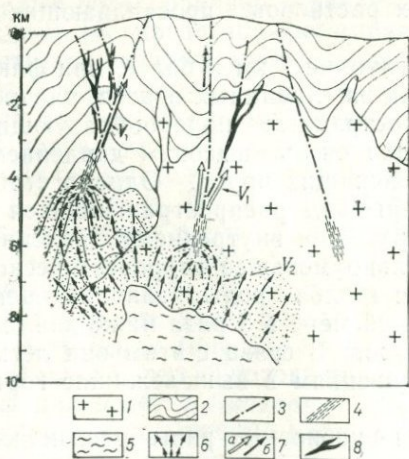


Рис. 52. Идеализированная схема поступления металлоносных гидротермальных растворов из глубинного магматического очага в разрывы, прослеживающиеся среди хрупких (например, гранитов) или пластичных (например, глинистых сланцев) пород:

1 — граниты; 2 — глинистые сланцы; 3 — разрывы; 4 — зоны расщепленных пород; 5 — глубинный магматический очаг с остаточным металлоносным расплавом; 6 — направление поступательного движения поровых растворов и диффузии в них ионов металлов; 7 — направление относительно быстрого движения металлоносных растворов и газов в разрывах, прослеживающихся: а — в хрупких, б — в пластичных породах; 8 — формирующиеся рудные тела; V_1 — сравнительно быстрое движение растворов в каналах трещин; V_2 — медленное просачивание поровых растворов и диффузионное перемещение в них ионных групп металлов, $V_1 > V_2$

вило, в период активной тектонической жизни Земли. Растворы, достигающие дна тихоокеанского подводного хр. Хуан-де-Фука, изливаются, по замерам американских геологов, со скоростью 1—3 м/с. Что же касается формирования гидротермальных месторождений в континентальной коре, то вопрос остается открытым, поскольку выпадение рудных минералов из растворов происходит по пути движения их на глубине 0,5—3 км и более под надрудной толщей пород и замерить их скорость невозможно. Однако «отработанные» растворы, «высадившие» свой рудный груз, обязательно должны проникнуть до земной поверхности, и скорость их, очевидно, равна скорости истечения горячих вод минеральных источников.

Скорость перемещения растворов существенно зависит от степени их вязкости и относительной концентрации растворенных в них веществ: чем более вязок раствор, тем меньше будет его скорость движения как в межзерновых пространствах, так и в трещинах. Минимальна она при перемещении по межзерновым пространствам.

Качественный состав соединений металлов в гидротермальном растворе до сих пор недостаточно ясен. Одни исследователи предполагают, что существуют «специализированные» остаточные магматические расплавы, обогащенные одним или несколькими металлами. Соответственно над образованными ими интрузивными телами локализуются месторождения только одного определенного металла, например олова. В качестве доказательства указывают на существование предположительно материнских магматических пород с содержанием Sn в 5—15 и более раз выше кларковых. Для месторождений Mo, B, Be, Li, W, U и других характерны массивы гранитоидов с содержанием этих металлов в 2—3 раза выше кларковых. Однако для остальной большой гаммы металлов таких магматических тел не устанавливается. Для некоторых месторождений W, Mo, B, Be, Sn типично размещение их над куполами неровной кровли гранитоидных массивов. Поэтому многие исследователи считают, что соединения именно этих металлов накапливаются в остаточных расплавах гранитных магм. От остаточных расплавов базальтовой магмы (т. е. обедненных SiO₂, содержащейся в количестве 45—50 %, и обогащенных Ca, Mg, Fe) отщепляются растворимые и газообразные соединения Cu, Pb, Zn, Bi, Au, Ag, As, Sb, Hg и некоторых других металлов.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ПОСТУПЛЕНИЯ РАСТВОРОВ И САМОГО ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ

Продолжительность поступления растворов в зону рудоотложения и выпадения из них руд находится в прямой связи с продолжительностью существования остаточного магматического расплава, обогащенного соединениями металлов, т. е. с длительностью периода его застывания и отделения от него флюидов и

растворов. Этот процесс тем более длителен, чем глубже от поверхности земли находится остаточный расплав и чем больше его объем. Процесс будет более продолжительным, если расплав окажется более нагретым, а породы, перекрывающие расплав, менее проницаемы для газов и растворов и менее теплопроводны.

Д. Н. Казанли, Д. Джейгер, Г. Шнейдерхен, Е. Ларсен, Т. Лавринг и другие исследователи подсчитали, что продолжительность остывания, начиная от 1000 до 100 °С, сравнительно небольших объемов магмы (образующих тела, имеющие в поперечнике 3—10 км) составляет несколько миллионов лет. В течение этого времени от остывающего расплава могут отделяться горячие газы и растворы, в том числе металлоносные в конце процесса.

Таблица

Продолжительность остывания и кристаллизации (тыс. лет) магматических тел, образующих в Центральном Казахстане месторождения вольфрамовых и оловянных руд

Глубина от поверхности, км	Поперечные размеры материнского магматического тела, км			
	1	3	5	10
2,5	60	540	1500	6000
4	96	864	2400	9600
5	120	1080	3000	12 000

Г. Н. Щерба вывел зависимость (табл. 4) между глубиной залегания рудоносного магматического очага (представив его как застывшее на глубине магматическое тело) и продолжительностью образования вольфрамовых и оловянных месторождений в Центральном Казахстане.

Месторождения, возникающие вблизи бывшей дневной поверхности, образуются в значительно более короткое время. Д. Уайт и С. Робертсон считают, что руды одного из крупных ртутных месторождений Калифорнии — Сульфур-Бенк, возникшие неглубоко от уровня земли, формировались в течение 10 тыс. лет. Достоверно установлено, что сульфидные руды меди, свинца и цинка во впадине Атлантис-2 Красного моря отлагались на протяжении 80—90 тыс. лет. На примере п-ова Челекен можно подсчитать, что для образования небольшого месторождения свинцовых руд достаточно всего нескольких сотен лет, если, конечно, «скорость» накопления руд сохранится на современном уровне, а последние сконцентрируются в одном месте. Аналогичные цифры — около 100 лет — приводит А. Малахов для периода формирования небольших современных месторождений колчеданных руд Fe и Cu, накопившихся на дне подводного Галапагосского рифта. По другим подсчетам — американского геолога Г. Смита — глубокоформирующиеся месторождения также образуются

сравнительно быстро, например, месторождение золота Мак-Интайр, находящееся в Канаде накапливалось в течение 750 лет.

Если отделение флюидов и растворов от остаточного магматического расплава, обогащенного соединениями металлов, происходит, как правило, непрерывно, то отложение рудных минералов представляет прерывистый процесс. Оно происходит из отдельных четко разграниченных порций растворов.

Невольно возникает вопрос: а нет ли противоречия между фактом непрерывного отщепления растворов от магматического очага и прерывистым его поступлением в зону рудоотложения? Это кажущееся противоречие можно, по-видимому, объяснить следующим образом. Сразу же по выходе из остаточного магматического расплава металлоносные флюиды и растворы начинают перемещаться вверх. Сначала они поднимаются в виде пленочных струек, а в 7—10 км от поверхности — по очень коротким трещинам. В это время металлоносные растворы движутся, очевидно, непрерывным фронтом, окружая пламенивидным ореолом застывающее тело материнского магматического расплава.

Обстановка резко изменяется на глубинах, где растворы поступают в «корни» протяженных разрывов (в гранитах, вулканитах, песчаниках — на глубине 5—7 км, в глинистых породах — около 3—5 км). Растворы под большим давлением как бы «впрыскиваются» в полости нарушений, отчасти раскрывающихся под действием гидроудара. Скорость миграции их возрастает в сотни—тысячи раз. Подъем раствора в сферу рудоотложения и раскристаллизация его здесь продолжают до тех пор, пока новый тектонический импульс не сожмет «корень» разрывного нарушения и не прекратит доступ потоку растворов, как бы отделив от него порцию. Последующий тектонический импульс, ведущий к растрескиванию отложенного минерального вещества и к новому раскрытию полостей разрывов, обуславливает поступление следующей порции растворов, имеющей иной состав по сравнению с первой. В этом случае раствор может проникнуть по трещинам во вмещающие породы и ранее образованные минералы, вступить с ними в обменные химические реакции и изменить их.

Прерывистое отложение минералов из периодически поступающих порций растворов доказывается наблюдаемыми пересечениями, раздроблением и цементацией ранних минеральных жил агрегатами поздних минералов. Если же условия проникновения гидротермальных растворов не изменяются и они поднимаются непрерывно без смены физико-химической обстановки, то на таких рудных месторождениях, возникающих метасоматически, нередко вообще не удается выделить разновозрастных ассоциаций минералов.

Можно полагать, что большинство эндогенных месторождений образуется в течение нескольких сотен — десятков тысяч лет. Продолжительность одной стадии минерализации исчисляется, видимо, от нескольких лет до нескольких сотен лет.

ПРИЧИНЫ, ВЫЗЫВАЮЩИЕ ОТЛОЖЕНИЕ РУД

Из растворов, просочившихся в верхние горизонты земной коры, рудные и сопровождающие их жильные минералы преимущественно кристаллизуются при снижении предела их растворимости. Последняя уменьшается главным образом в связи с падением температуры растворов. Образующиеся кристаллы, покрывают стенки трещин или окаймляют обломки пород в их полостях. При таком механизме выделения природные соединения слагают специфические текстуры руд — друзовые, кокардовые, полосчатые, шестоватые.

Другой главной причиной образования минералов служит *распад растворимых комплексных соединений* металлов. Он наступает нередко при изменении содержания в растворах водородных и гидроксильных ионов, т. е. при смене кислой реакции растворов щелочной или наоборот. Ранее устойчивые комплексы, удерживавшие в одном литре раствора доли граммов металлов, переходят в другие химические формы, скорее всего, в формы обычных сульфидов, окислов, карбонатов, сульфатов, вольфрамов и т. д. Эти соединения чрезвычайно слабо растворимы. Буквально лишь по мере появления в растворе их следов достигается предел растворимости, и соединения выпадают в твердом виде. Эта же причина вызывает осаждение некоторых соединений металлов, переносившихся непосредственно в виде сильно разбавленных растворов поли-, би- и моносульфидов, сульфатов, карбонатов. Часто кристаллизация минералов вызывается понижением температуры и пересыщением растворов, что обусловливается испарением растворителя — воды.

Значительно влияют на рудоотложение поровые растворы и рассолы, заключенные в породах верхней части земной коры. Происходит смешение гидротермальных и поровых растворов, разбавление первых, изменение их концентрации, а также щелочно-кислотных свойств. При смешении появляется новый раствор с присущими ему термодинамическими свойствами, а между компонентами обоих растворов происходят *обменные реакции*. Это также ведет к выпадению рудного вещества. Иногда поровые растворы нейтральны по отношению к металлоносному гидротермальному раствору. Однако растворенный в них кислород почти сразу вызывает кристаллизацию сидерофильных рудных минералов, обладающих повышенным сродством к нему, например касситерита — SnO_2 , уранинита — $\text{UO}_2 \cdot \text{UO}_3$ и др. Другая причина кристаллизации минералов — *окисление кислородом* ионов некоторых элементов, например S, Sb, As и других, несущих один или минимальный отрицательный (для данного элемента) знак валентности. В результате ионы приобретают иную валентность. При этом ранее растворимые соединения переходят в менее растворимые и выделяются из растворов уже не в форме, например, арсенопирита — FeAsS , а в форме блеклой руды — $\text{Cu}_{12}(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$, что фиксирует переход иона As^{2-} в ион As^{3+} . Вместо

сульфидов, характеризующихся отрицательной двухвалентной серой ($Me^{n+}S^{2-}$), начинает выделяться барит — $BaSO_4$, в котором сера заряжена положительно и находится в шестивалентной форме (S^{6+}).

В горячих металлоносных растворах всегда присутствует CO_2 . Однако в рудах, образующихся при температурах $300^\circ C$ и выше, карбонаты довольно редки. Советские геологи С. Д. Малинин и Н. И. Хитаров выяснили, что при высокой температуре углекислота, хотя полностью растворима в воде, представлена главным образом нейтральными недиссоциированными молекулами. В верхних, более холодных слоях коры при снижении температуры металлоносных растворов углекислота диссоциирует, образует анионные группы HCO_3^{1-} и CO_3^{2-} . При взаимодействии их с катионами металлов выделяются кальцит, сидерит и другие минералы. Все они кристаллизуются из растворов с температурой $200—100$ и даже $50^\circ C$. Ясно, что образование минералов вызывает не просто понижение температуры, а *уменьшение растворимости* природных соединений.

Следовательно, причины выпадения минералов из гидротермальных растворов достаточно разнообразны. Руды образуются двумя способами: 1) в результате обменных реакций, путем замещения вмещающих пород и ранних минералов, 2) путем выполнения пустот. Обычно формирование их происходит обоими способами, но какой-то один преобладает. Поэтому исследователи говорят в одних случаях о рудах выполнения, подразумевая под этим, что основная масса минералов гидротермального происхождения выполняла различные пустоты при слабом проявлении метасоматических процессов, а в других случаях — о рудах, образующихся преимущественно в связи с процессами замещения вмещающих пород.

ГЛУБИНА ОТЛОЖЕНИЯ РУД И ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗМАХ ОРУДЕНЕНИЯ

Формирование верхних частей большинства гидротермальных месторождений происходит в породах на глубине от нескольких сотен метров до 3 км от уровня древней поверхности. Вниз по падению рудные тела, залегающие в древних кристаллических породах, могут продолжаться на очень большую глубину. Так, например, в золоторудном месторождении Колар в Индии золото в промышленных концентрациях установлено от верхней кромки рудных тел до глубины 3,5 км и, видимо, распространяется еще ниже. В районе Кер д'Ален в США верхние части полиметаллических рудных тел сформировались примерно на глубине 2 км. В свою очередь, руды месторождений Банкер-Хилл, Лаки Фрейди, Гекла разведаны еще более чем на 2 км. Можно назвать много других месторождений с вертикальным диапазоном развития руд около 1,5 км: свинцово-цинковые месторождения Пршибрам в Чехословакии, Касапалка в Перу, Садонское свинцово-

цинковое месторождение на Северном Кавказе и многие др. Следовательно, от верхней точки руды могут распространяться в глубь земной коры на значительное расстояние. Предполагают, что максимальный вертикальный интервал оруденения может достигать 5 км (рис. 53).

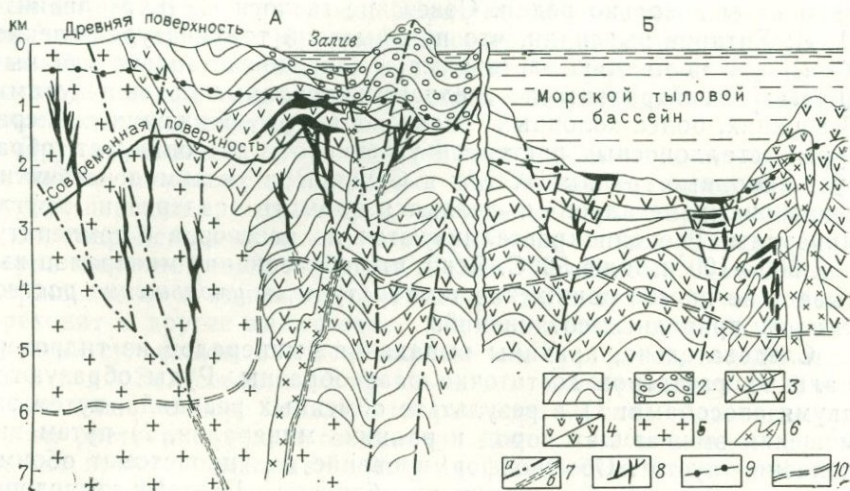


Рис. 53. Глубины формирования месторождений, образующихся:

А — в орогенный этап; Б — в более ранний геосинклинальный этап (до главной складчатости), в пределах эвгеосинклинальной зоны. Разрез, иллюстрирующий образование месторождений со значительным вертикальным размахом оруденения в хрупких породах и месторождений с умеренным и малым размахом — в пластичных породах: 1 — сравнительно пластичные глинистые, известковистые, слюдяные сланцы, филлиты, мергели, известняки; 2—6 — хрупкие породы: 2 — конгломераты, песчаники, 3 — различные вулканы, 4 — различные субвулканические породы, 5 — гранитоидные батолиты, 6 — штоки интрузивных пород; 7 — разрывные нарушения: а — разломы, б — зоны расслабцевания; 8 — рудные тела; границы оруденения: 9 — верхняя; 10 — нижняя

Некоторые месторождения ртути возникают почти на поверхности земли. Установлено также образование отдельных медноколчеданных месторождений массивных и вкрапленных руд, сложенных сульфидами Fe, Cu, Zn и частью Pb и Ag, в рифтовых впадинах дна морей и океанов. Сульфиды выпадали из растворов, поднимавшихся вдоль рифтовых зон из мантийных очагов или базальтоидных магм. Руды отлагались под толщей морской воды, чаще на глубине от сотен метров до 2 км, когда давление столба воды достигало 5—20 МПа и более (см. рис. 53).

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Классификация гидротермальных месторождений представляет собой достаточно сложную проблему. Дело в том, что одни исследователи считают необходимым в основу ее положить геологические условия формирования месторождений, и в частности глубину образования верхней части их, вертикальный размах

оруденения, состав рудовмещающих пород, а также генетическую связь оруденения с магматическими образованиями. Другие геологи за главные классификационные признаки принимают минеральный состав руд и околорудно-измененных пород. Наконец, многие отечественные и зарубежные исследователи, и прежде всего В. Линдгрэн, предложили классифицировать гидротермальные месторождения по физико-химическим условиям их формирования, и в частности по температуре отложения руд из гидротермальных растворов.

Глубина формирования многих гидротермальных месторождений различных металлов довольно близка. В связи с этим названный критерий в качестве классификационного признака неприменим. Трудно также принять за основу классификации состав вмещающих пород, обычно очень различных для гидротермальных руд разного минерального состава. Что касается генетической связи гидротермального оруденения с изверженными породами, обнажающимися на дневной поверхности, то во всех случаях точно установить ее очень сложно. Оруденение, как правило, связано генетически не с отдельными выходами изверженных пород, а с глубинными магматическими или мантийными очагами.

Из-за большого разнообразия минерального состава руд гидротермальных месторождений его также крайне сложно принимать за основу классификации. Следовательно, единственным общим классификационным признаком могут быть только физико-химические условия образования. Однако не все эти условия принимаются во внимание. Наиболее важные из них: температура, давление и концентрация металлов в рудоносных растворах в период рудоотложения. Из всех этих физико-химических параметров в настоящее время наиболее надежно может быть определена лишь температура рудообразования.

Для этого используют включения жидкости и газа, захваченные из рудоносных растворов образующимися кристаллами минералов. Для жильных минералов, которые могут изучаться под микроскопом в проходящем свете, определение температуры образования производится так называемым *методом гомогенизации*. Пластика преимущественно жильного минерала, содержащего включения жидкости и газа, помещается в специальное нагревающее устройство. С помощью микроскопа отмечают температуру перехода жидкости, входящей в состав включения, в газ. Она и соответствует температуре, при которой изучаемый минерал кристаллизовался из растворов.

В сульфидах и других рудных минералах¹, непрозрачных в проходящем свете, включения пузырьков жидкости и газа под микроскопом не видны. Температуру образования рудных минералов изучают другим методом. При нагревании их жидкость

¹ Эти минералы и их взаимоотношения изучаются под микроскопом в отраженном свете.

в пузырьках переходит в газ, давление его повышается и пузырьки взрываются, или, как принято говорить, растрескиваются. Температура растрескивания пузырьков несколько превышает температуру кристаллизации изучаемых минералов. Рассмотренный метод определения температуры минералов называется *методом декрепитации*.

Исследования, проведенные с помощью названных и других методов, показали, что минералы гидротермальных руд и околорудно-измененных вмещающих пород кристаллизуются в широком пределе температур от 75 до 500°C. В результате генетическую группу гидротермальных месторождений принято разделять на три класса: 1) высокотемпературные (300—500°C); 2) среднетемпературные (200—300°C); 3) низкотемпературные (75—200°C).

Внутри каждого класса гидротермальных объектов в зависимости от условий формирования и залегания рудных тел, состава руд и околорудных изменений вмещающих пород выделяют рудные формации и промышленные типы месторождений. Авторы считают целесообразным различать среди высокотемпературных тип альбититовых и грейзеновых месторождений, среди среднетемпературных — медно-колчеданные, полиметаллические, золоторудные и др., связанные с проявлением комплекса малых интрузий и даек «пестрого» (от кислого до щелочного и основного) состава. Среди низкотемпературных может быть выделен тип золото-серебряных (иногда с теллуридами) месторождений, пространственно связанных с вулcano-тектоническими постройками, и месторождения Sb—Hg, Pb—Zn и Cu, по косвенным признакам ассоциирующиеся с базальтоидным магматизмом или мантийными очагами.

Высокотемпературные гидротермальные месторождения

К высокотемпературному классу относятся гидротермальные месторождения Mo, W, Sn, Be, Nb, Zr, Th, Li, в меньшей степени Au, Ta, TR и др. Особенность месторождений сидерофильных руд — W, Sn, Be, Nb, Zr, а также Mo — пространственная связь с гранитными интрузивными массивами, особенно их апикальными частями. Месторождения залегают как внутри массивов, так и в породах кровли, прорванных ими. В морфологическом отношении рудные тела представлены штокверковыми зонами либо трещинными жилами. Граниты и другие вмещающие породы подвергнуты специфическому околорудному изменению, получившему название *грейзенизации*. Она выражается в том, что породообразующие полевые шпаты под воздействием высокотемпературных предрудных растворов, насыщенных газами, замещаются мусковитом и кварцем. Наряду с ними часто возникают литиевая слюда — циннвальдит и минералы, содержащие F и B, — например, топаз $Al_2SiO_4(F, OH)_2$, флюорит и (или) турмалин $(Na, Ca)Fe_6(Si_6Al_3B_3O_{24})(OH, O)_6$.

В случае грейзенизации пород, резко отличающихся от гранитов, минеральный состав этих образований существенно изменяется. Например, в дайках диабазового порфирита вместо мусковита накапливается темная слюда — биотит. Порода приобретает темно-коричневый цвет, напоминающий табак, за что и получила название «табашка». Из фторсодержащих минералов развивается турмалин. Такого рода окolorудные изменения характерны для высокотемпературных золоторудных месторождений.

В ряде случаев грейзены не сопровождаются жильным кварцем и сами по себе несут вкрапленность рудных минералов, например касситерита, вольфрамита, молибденита и др. В таких случаях тело грейзенов и является рудным телом, а месторождения относятся к грейзеновым формациям, например оловоносных, вольфрамоносных и других грейзенов. В большинстве случаев в высокотемпературных гидротермальных месторождениях грейзенизация сопутствует кварцево-рудным жилам. Главная масса рудных минералов — молибденита MoS_2 , вольфрамита $(F, Mn)WO_4$, касситерита SnO_2 , иногда берилла $Al_2Be_3Si_6O_{18}$ и других — концентрируется в зальбандах этих жил, а также в их внутренних частях. В этом случае грейзенизированные породы могут нести вкрапленность рудных минералов, но, как правило, кристаллы их представляют собой более раннюю генерацию и обычно имеют более мелкие размеры.

Помимо грейзеновых к высокотемпературным относятся *альбититовые месторождения*. Они размещаются в куполах и апофизах массивов нормальных и субщелочных гранитов, нефелиновых сиенитов, а также вдоль зон некоторых глубинных разломов, распадающихся глубокометаморфизованные породы щитов и фундамента платформ (линейные альбититы). При альбитизации возникает ассоциация альбит—микроклин—кварц (или альбит—микроклин—нефелин в щелочных массивах). В альбититах обычно довольно равномерно распространена вкрапленность минералов Nb, Zr, Th, Li, Be, Ce, определяющих их промышленную ценность, а также минералов, содержащих другие редкие металлы (Ta, Rb, Yb и др.). Рудные тела линзо- и штокообразной формы. Границы их определяются только опробованием.

Месторождения, представленные кварцевыми жилами в грейзенизированных вмещающих породах, относятся к *кварцево-рудным формациям*. Это, в частности, месторождения касситерит-кварцевой, молибденит-кварцевой формации и др. Для этих месторождений общим является то, что они возникают в 3—4 стадии, причем с первой стадией обычно связывается грейзенизация, предшествующая оруденению, а с последней — развитие безрудных кварцевых прожилков. Продуктивны, как правило, вторая и третья стадии, в течение которых выделяются рудные минералы [5].

Иногда в рассматриваемых месторождениях наибольшая концентрация металлов наблюдается непосредственно в гранитах под слабопроницаемыми породами кровли, прорванными этими

гранитами. Рудные тела этих месторождений развиваются как вдоль зон мелкой трещиноватости, так и вдоль протяженных разрывных нарушений. В первом случае оруденение распространяется на относительно небольшую глубину, не превышающую 150—200 м. Максимальная концентрация его наблюдается под малопроницаемыми породами кровли. Рудные тела, приуроченные к крупным разрывным нарушениям, имеют значительное протяжение и вертикальный размах, иногда достигающий 1000 м и более.

Типичный пример молибденовых месторождений — Восточно-Коунрадское в Центральном Казахстане. Площадь месторождения сложена гранитами позднепалеозойского возраста, прорываемыми осадочными, эффузивными и интрузивными породами более раннего палеозоя. Восточно-Коунрадское месторождение представлено системой крутопадающих кулисообразных, заходящих друг за друга кварц-молибденитовых жил северо-западного простирания, часто сопровождаемых рудными апофизами. Жилы сложены сливным либо полосчатым кварцем, характеризуются незначительной мощностью и во всех случаях сопровождаются грейзенизацией вмещающих гранитов. Главный рудный минерал — молибденит образует крупные скопления чешуек в кварце и особенно в оторочках кварцевых жил. В грейзенах распространены мелкие чешуйки молибденита. Из других минералов отмечаются пирит, вольфрамит, сфалерит, альбит, мусковит, флюорит и др.

К северу, западу и югу от Восточно-Коунрадского, в том же массиве гранитов находятся и другие месторождения (рис. 54, а). В совокупности они образуют рудное поле, характеризующееся четко проявленной горизонтальной зональностью. Так, кварцевые жилы, прослеживающиеся вблизи Восточно-Коунрадского месторождения, отличаются широким развитием молибденита. В более удаленных жилах резко преобладают минералы вольфрама — шеелит и вольфрамит.

Таким образом, в средней части рудоносной площади сформировались жилы с более высокотемпературными молибденовыми, а по периферии — с менее высокотемпературными вольфрамовыми рудами.

Вертикальная зональность минеральных образований проявлена и в отдельных жилах, в частности в основной рудной жиле Восточно-Коунрадского месторождения. Здесь Ф. В. Чухров выделяет три вертикальные зоны, отличающиеся минерализацией и составом окорудных грейзенов: надрудную, рудную и подрудную. В надрудной зоне жилы характеризуются низким содержанием молибденита и других рудных минералов (см. рис. 54, б). Но в этой зоне грейзены содержат повышенное количество мусковита и имеют слюдисто-кварцевый состав. Ниже прослеживается рудная зона. В ее пределах содержание молибденита является промышленным как в кварцевых жилах и их оторочках, так и в грейзенах. Последние в основном сложены кварцем при незначительном развитии других минералов. Рудная зона ниже

постепенно, иногда резко переходит в подрудную, характеризующуюся низким содержанием молибденита и других минералов. Грейзен почти полностью сложен кварцем, содержащим незаметные остатки породообразующего полевого шпата. По данным Ф. В. Чухрова, рудная зона имеет пологое западное склонение (см. рис. 54, б). Поэтому к западу от нее вскрываются жилы надрудной, а к востоку — подрудной зоны. Мощность грейзенов, сопровождающих кварцевые жилы, с глубиной существенно уменьшается.

Типичным примером гидротермальных высокотемпературных вольфрамовых месторождений может служить Акчатауское месторождение Центрального Казахстана. Здесь, по данным Г. Н. Щер-

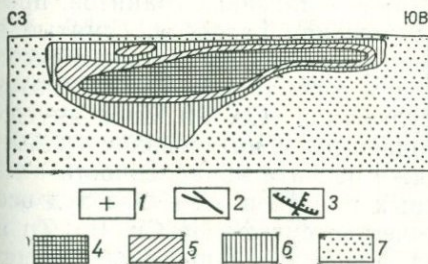
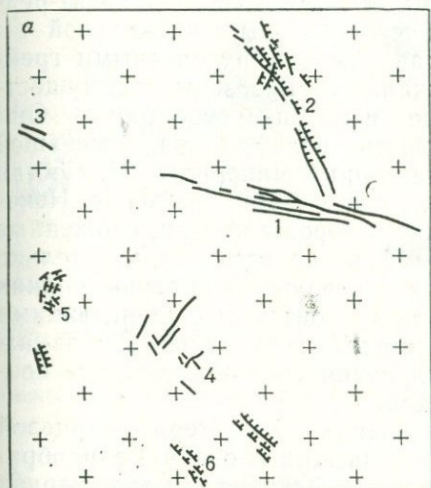


Рис. 54. Размещение жильных вольфрамовых и молибденовых месторождений на площади Коунрадского рудного поля (а) и минерализации в плоскости главного Восточно-Коунрадского месторождения (б), а — по Г. И. Зиновьеву, б — по Ф. В. Чухрову.

Месторождения: 1 — Восточный Коунрад, 2 — Северный Коунрад, 3 — Северная площадь, 4 — Южный Коунрад, 5 — Вольфрамовые сопки, 6 — Шелитовые жилы; 1 — граниты; 2 — кварц-молибденовые жилы; 3 — кварцевые жилы с вольфрамовой минерализацией; 4 — богатые молибденовые руды; 5 — рядовые руды; 6 — бедные руды; 7 — непромышленная молибденовая минерализация

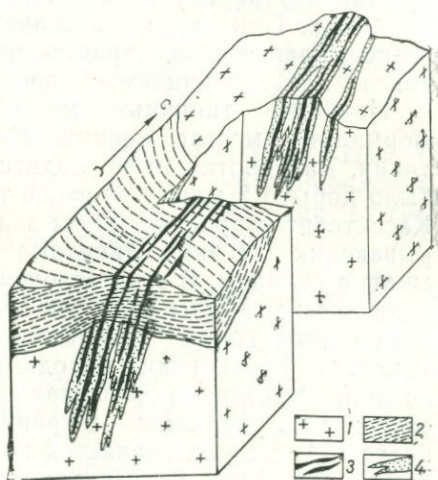


Рис. 55. Блок-диаграмма грейзенового молибден-вольфрамового месторождения Акчатау, иллюстрирующая строение рудной зоны и локализацию руд в жилах под малопроницаемым для растворов экраном глинистых сланцев и песчаников (составлена по материалам Е. П. Малиновского, упрощена авторами):

1 — граниты; 2 — перемежающиеся пласты глинистых сланцев и песчаников; 3 — рудные кварцевые жилы; 4 — кварц-молибденовые грейзены с молибденовым и вольфрамовым оруденением

бы и Е. П. Малиновского, на рудоносной площади обнажаются два массива гранитоидов (рис. 55). Оба они имеют позднепалеозойский возраст, но несколько отличаются составом. Прорванные ими породы кровли представлены песчано-сланцевыми и эффузивными отложениями палеозоя, частью преобразованными во вторичные кварциты.

Вольфрамовое оруденение связано с рудоносными грейзенами, кварцевыми жилами и прожилками, а также кварц-мусковит-редкометалльными жилами. Рудные тела развиты в апикальной части гранитных массивов. Представлены они рудоносными грейзенами либо рудно-кварцевыми жилами. Грейзены преимущественно кварцевые, кварц-топазовые и кварц-мусковитовые. Они содержат рассеянную вкрапленность вольфрамита, в меньшей степени молибденита, а также некоторые минералы TR. Состав кварцевых жил в общем такой же, что и самих грейзенов. Некоторые жилы из гранитов переходят в породы кровли, сложенные песчаниками. Рудные тела развились не вдоль сравнительно крупных и выдержанных разрывов, а использовали серию мелких трещин внутри гранитоидов, а иногда контакты с вмещающими породами. Они имеют незначительный вертикальный размах. Максимальная концентрация оруденения наблюдается под контактом слабопроницаемых пород кровли.

Наиболее типичные месторождения касситерит-кварцевой формации — месторождения Корнуэльского ш-ова в Великобритании. Разработка их проводится более 2000 лет. За этот период было добыто 2 млн. т олова, в том числе 750 тыс. т из россыпей. Касситерит-кварцевые жилы залегают в массивах гранитов, прорывающих песчано-сланцевые отложения палеозоя, смятые в сжатые складки. В этих отложениях расположена меньшая часть рудных жил. Жилы сложены кварцем с вкрапленностью касситерита и небольшого количества сульфидов Cu, Pb, Zn и других металлов. Вмещающие породы подвергнуты интенсивной грейзенизации. Местами в грейзенах также развита вкрапленность касситерита. С удалением от гранитных массивов в составе руд все более и более увеличивается количество сульфидов Cu, Pb, Zn и других металлов. В результате на флангах рудных полей отмечены свинцово-цинковые руды, практически не содержащие олова (рис. 56).

Для крупных рудных тел характерна вертикальная минеральная зональность. Так, в известной рудной жиле Далькоаф протяженностью около 6 км в интервале от 1200 до 800 м от поверхности развиты кварц-касситеритовые руды. На глубине 800—300 м с касситеритом ассоциируют сульфиды меди и вольфрамит. Выше 300 м вплоть до земной поверхности среди рудных минералов преобладают халькопирит и сульфиды других металлов.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения

Класс среднетемпературных гидротермальных месторождений объединяет рудные объекты очень многих металлов — Cu, Pb, Zn,

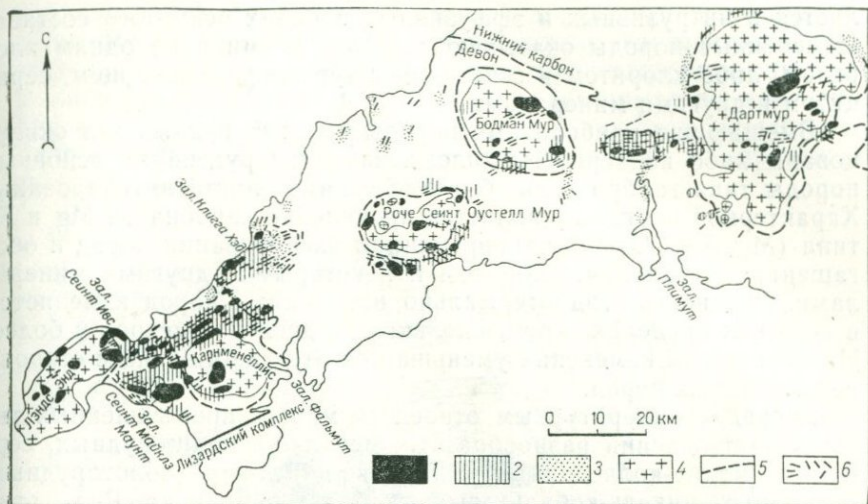


Рис. 56. Схема размещения оловянных, медных и свинцово-цинковых руд в Корнуэльском районе:

1—3 — участки развития минерализации: 1 — оловорудной, 2 — меднорудной, 3 — свинцово-цинковой; 4 — массивы гранитов; 5 — внешние границы метаморфических толщ; 6 — рудные жилы

Вi, Au, Co, частью Ag, Sb, As, Ni, Sn, Mo, W, U и др. Наряду с главными, ведущими металлами руды этих месторождений, и прежде всего медные и свинцово-цинковые, концентрируют также благородные металлы, многие редкие и рассеянные элементы.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения в большинстве случаев не тяготеют к выходам гранитных батолитов. Их пространственное положение определяется, как правило, крупными разломами, местами пересечений, либо изгибов их по простиранию, или ответвлений боковых разрывных нарушений. В зоны главных нарушений обычно внедряются штоки и дайки малых интрузий кислого и среднего состава. Некоторые месторождения пространственно связаны с вулканическими постройками. Рудные тела их залегают в различных экструзивных и эффузивных породах и туфах.

Породы различного состава, вмещающие среднетемпературные гидротермальные месторождения, подвергаются определенным гидротермальным изменениям, повторяющимся во всех рудных районах. Так, все породы алюмосиликатного состава, а также сложенные кварцем и полевым шпатом обычно подвержены березитизации. Это изменение выражено в замещении полевых шпатов мелкочешуйчатой слюдой — серицитом, кварцем, часто в сочетании с карбонатом, а минералов, содержащих Fe, — пиритом. Березитизированная порода вблизи контакта с рудным телом подвергается хлоритизации. Однако интенсивно она прояв-

ляется в интрузивных и эффузивных породах основного состава. Измененные породы оказываются сложёнными либо одним хлоритом, либо хлоритом в сочетании с турмалином, кварцем, серицитом и другими минералами.

Вмещающие карбонатные породы вблизи рудных тел окварцованы либо подвергнуты доломитизации. Оруденелые основные породы типа габбро (или близкие к ним) лиственитизированы. Характерной чертой их является проявление карбонатов Mg и Fe типа $(Mg, Fe)CO_3$ при одновременном окварцевании пород и обогащении их тальком, хлоритом и некоторыми другими минералами. Мощность гидротермально измененных пород изменяется в широких пределах — от нескольких до десятков метров и более. Интенсивность изменения уменьшается от рудного тела в сторону неизмененных пород.

К среднетемпературным относится много промышленных типов месторождений разнообразных металлов: медно-рудных, серно- и медно-колчеданных, свинцово-цинковых, золоторудных, сурьмяных, никель-кобальтовых, кобальтовых и др. Руды этих месторождений формировались обычно в несколько стадий минерализации. Для многих месторождений свойственно проявление вертикальной и горизонтальной зональности оруденения, развитие коломорфных, полосчатых, брекчиевидных и массивных тектур, концентрически-скорлуповатых и зернистых структур.

Рудные тела характеризуются разнообразной формой. В однородных породах (гранитах, гнейсах и др.) это обычно жилы и минерализованные зоны, в пределах которых выделяются рудные столбы. В слоистых толщах, смятых в складки, развиты седловидные жилы, залегающие в шарнирах складок, а также пластинчатые и линзообразные тела. В карбонатных породах очень часто возникают сложные трубообразные тела. Вверх по восстанию они часто разветвляются и образуют своеобразные «рудные деревья», представленные основным «стволом» и целой серией боковых рудных ответвлений. В апикальных частях интрузивных тел и в окружающих их породах кровли, а также в жерлах вулканических сооружений часто распространены рудоносные штокверки. Они заключены среди гидротермально измененных пород, объем которых иногда достигает 1 км³ и более.

Из свинцово-цинковых к среднетемпературным гидротермальным месторождениям следует отнести Сокольное, находящееся в Лениногорском рудном поле на Алтае (рис. 57). Рудные тела этого месторождения залегают в слоистых осадочных и частью в изверженных породах палеозоя. Среди них выделяются плотные, мало проницаемые для рудоносных растворов алевролиты. Они включают горизонт изверженных пород, залегающих над рудными телами. Сами рудные тела сформировались в роговиках или микрокварцитах, легко подвергающихся дроблению. Под ними находятся гидротермально измененные туфы разного состава. Рудные тела преимущественно залегают согласно со слоистостью вмещающих пород, местами секут ее. Размещаются они

в клине пород, заключенном между дорудными секущими разрывными нарушениями. По ним из нижних горизонтов и поднимались рудоносные растворы. В зоне рудоотложения они проникали в раздробленные роговики и гидротермально измененные туфы. Рудные тела формировались в результате метасоматического замещения раздробленных пород рудными и сопровождающими их жильными минералами.

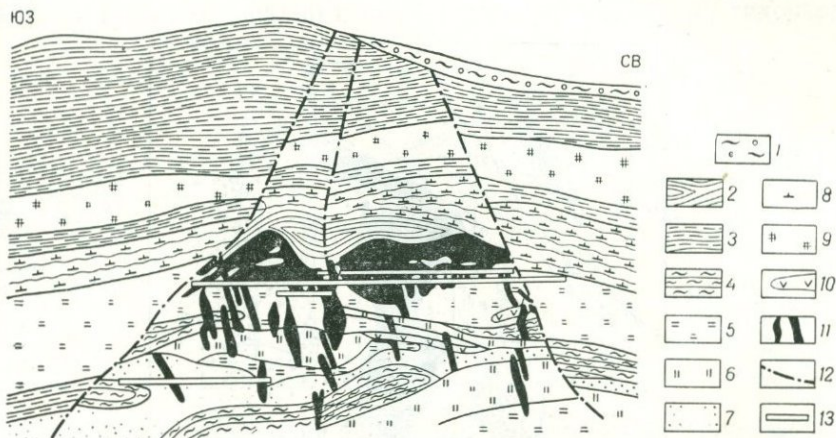


Рис. 57. Разрез залежи Победа Сокольного месторождения (данные Лениногорского рудника) (по Ф. И. Вольфсону и А. В. Дружинину):

1 — рыхлые отложения; 2 — алеволиты, 3 — серицитизированные алеволиты; 4 — аргиллиты; 5 — роговики; 6 — серицит-хлорит-кварцевые породы; 7 — серицитовые микрокварциты; 8 — агломератовые туффы; 9 — кварцевые альбит-порфиры; 10 — диабазы и диабазовые порфиры; 11 — сульфидные рудные тела; 12 — разрывные нарушения; 13 — горизонтальные горные выработки

Руды в верхней части рудных тел богатые, в преобладающей массе прожилково-вкрапленные. Сложены преимущественно сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом. В подчиненном количестве развиты блеклые руды $\text{Cu}_{12}(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$, арсенопирит FeAsS , сульфосоли Ag и Pb и др. Жильные минералы представлены кварцем, баритом, карбонатами — доломитом и кальцитом. Рудные минералы тонкозернистые и находятся в тесном срастании, что затрудняет их обогащение.

Из медно-колчеданных месторождений наиболее типично Блявинское, находящееся на западном склоне Южного Урала. Площадь его сложена эффузивно-осадочными образованиями палеозоя, прорванными интрузивными телами основного состава и осложненными разрывами субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания, в узле пересечения которых и сформировалось оруденение. Всего на месторождении известно четыре линзообразных тела, залегающих вдоль контакта основных изверженных пород с висячего бока и кислых — с лежачего. По размерам наиболее значительно Северное рудное тело

(рис. 58). Для него отчетливо устанавливается вертикальная вторичная зональность (сверху вниз): 1) окисленных руд; 2) выщелачивания; 3) вторичного сульфидно-окисного обогащения; 4) первичных руд. Сложены первичные руды пиритом, халькопиритом, сфалеритом. В небольших количествах развиты галенит, блеклые руды и некоторые другие минералы. Из жильных минералов встречены кварц, барит и поздние карбонаты. Блявинское месторождение характеризуется относительно высоким содержа-

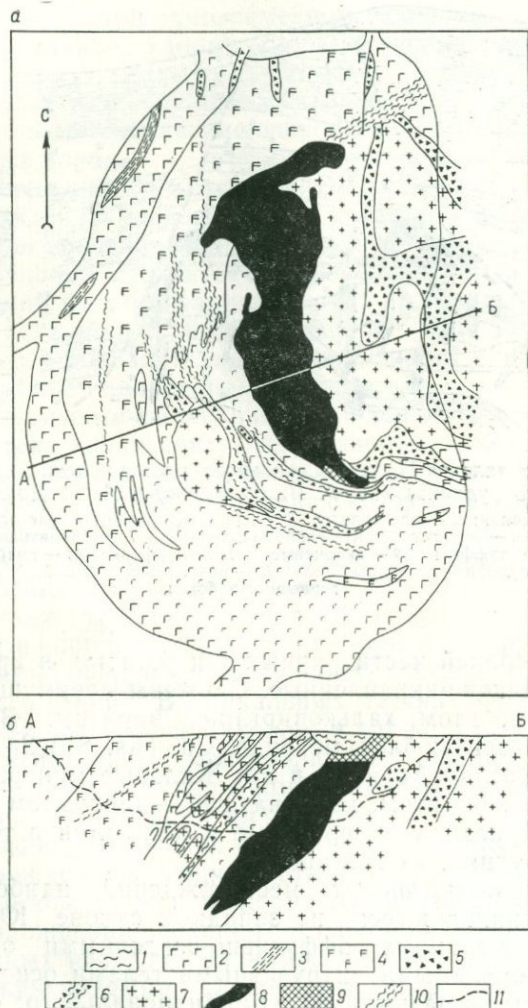


Рис. 58. Геологический план (а) и разрез (б) Блявинского медно-колчеданного месторождения (по С. М. Кропачеву и др.):

1 — наносы; 2 — базальтовые порфиры и диабазы; 3 — туфы, туффиты, лавобрекчии основного состава, кремнистые сланцы и яшмы; 4 — диабазы; 5 — взрывчатые брекчии; 6 — то же, рассланцованные; 7 — липаритовые порфиры; 8 — медно-колчеданные руды; 9 — «железная шляпа»; 10 — зоны рассланцевания; 11 — контур карьера

нием меди в рудах, широким развитием колломорфных текстур, значительным вертикальным размахом зоны вторичного сульфидного обогащения.

Примером месторождений молибден-медно-порфировых руд является Каджаранское в АрмССР. Оно залегает в кайнозойских монцонитах (интрузивной породе, содержащей как основной плагиоклаз, так и калиевый полевой шпат). Монцониты рассечены дайками гранит-порфиров и подвергнуты интенсивному гидротер-

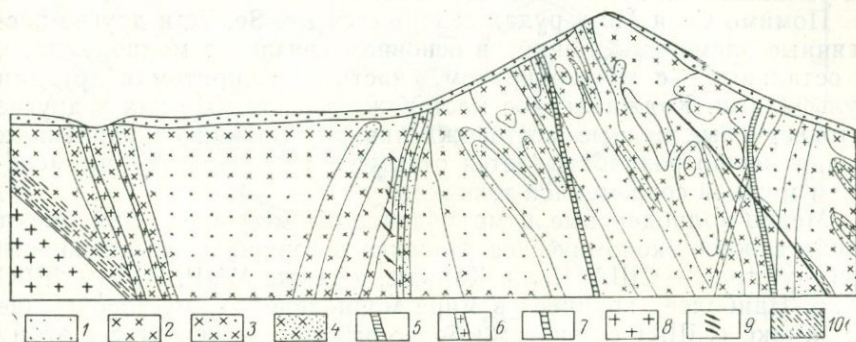


Рис. 59. Схематический геологический разрез Каджаранского медно-молибденового месторождения (по К. А. Карамяну):

1 — современные образования; 2 — неизменные монцониты; 3 — слабо гидротермально измененные монцониты; 4 — интенсивно гидротермально измененные монцониты; 5 — дайки гранодиорит-порфиров первого этапа внедрения; 6 — дайки гранодиорит-порфиров второго этапа внедрения; 7 — дайка лампрофиров; 8 — порфириновые гранодиориты; 9 — кварцеворудные жилы; 10 — зона разлома

мальному изменению (рис. 59). При этом полевые шпаты вмещающих пород замещаются кварцем, серцитом, каолинитом, в меньшей степени альбитом и хлоритом. В этих гидротермалитах локализована густая сеть прожилков и вкрапленность рудных минералов, в совокупности образующих протяженные штокверковые зоны мощностью от первых метров до 25 м.

На месторождении выявляется интересная закономерность. Она выражается в том, что в верхней части рудных тел прожилки рудных минералов преимущественно распространены по пологонаклонным трещинам. С глубиной они приобретают все более крутое падение. С. А. Мовсесян и М. П. Исаенко [18], изучавшие месторождение, объясняют эту закономерность тем, что рудовмещающий массив монцонитов крайне незначительно эродирован, а в апикальной части интрузивных массивов всегда основное значение имеют пологие трещины отдельности. Другая особенность месторождения — отсутствие оруденения в дорудных дайках гранит-порфиров, рассекающих рудовмещающие монцониты. Это объясняется большой вязкостью порфиров и их слабой трещиноватостью.

Из рудных минералов в пределах штокверковых зон преобладают халькопирит (CuFeS_2) и молибденит (MoS_2). В небольших

количествах развиты пирит, борнит (Cu_5FeS_4), сфалерит, галенит и ряд других минералов. Минерализация развивалась в семь стадий, среди которых основное значение имеют собственно молибденитовая и молибденит-халькопиритовая. В распределении полезных компонентов отчетливо проявляется зональность. С запада на восток, по мере удаления от Дебаклинского разлома, концентрация Mo в рудах постепенно уменьшается, а содержание Cu увеличивается. С глубиной содержание Cu в руде существенно уменьшается, Mo — незначительно.

Помимо Cu и Mo в рудах содержатся Re, Se, Te и другие рассеянные элементы. Рений в основном связан с молибденитом, а остальные — с халькопиритом, частью с пиритом и другими сульфидами. Каджаранское месторождение, так же как и другие штокверковые медные месторождения прожилково-вкрапленных руд, успешно разрабатывается открытыми карьерами с применением мощной современной техники.

Медно-молибденовые и молибденовые месторождения имеют особо важное экономическое значение в горной промышленности многих стран — США, Чили, Канады, а также МНР, НРБ, СФРЮ и др. Наиболее крупное в мире молибденовое месторождение Клаймакс (США) с запасами более 850 тыс. т относится к этому типу.

К рассматриваемому классу среднетемпературных месторождений принадлежит большинство *жильных месторождений* Cu, Pb—Zn, Pb—Ag, Ag, Au, Bi, U.

Интересным примером является одно из золоторудных месторождений в Сибири. Рудные жилы образовались в многочисленной серии трещин между тремя параллельными рудоподводящими разломами — Северо-Западным, Главным и Восточным (рис. 60). Между Главным и Восточным разломами рудовмещающие трещины проявились главным образом в гранодиоритах, разбив весь участок между разломами на блоки, вытянутые в поперечном северо-восточном направлении.

Юго-западнее, между Главным и Северо-Западным разломами, трещины развились в породах основного состава. Для этой части месторождения характерно появление участков, вытягивающихся наподобие серии «клавиш» в северо-восточном направлении. Каждая такая «клавиша», отделенная от других с обеих сторон небольшими разломами, обычно называется в геологии тектоническим блоком. Именно в таких блоках в юго-западной и западной частях месторождения локализовалось оруденение. В северо-западном поперечном направлении (по отношению к длинной стороне блока) образовались трещины. В них возникли сравнительно мощные жилы (см. рис. 60).

Жилы на месторождении сложены кварцем, в меньшей степени турмалином. В кварце в виде полосчатых выделений гнезд, прожилков, вкрапленности распространены преобладающие среди рудных минералов сульфиды железа — пирит, арсенопирит FeAsS , на значительной глубине, кроме того, пирротин. Часто встречаются

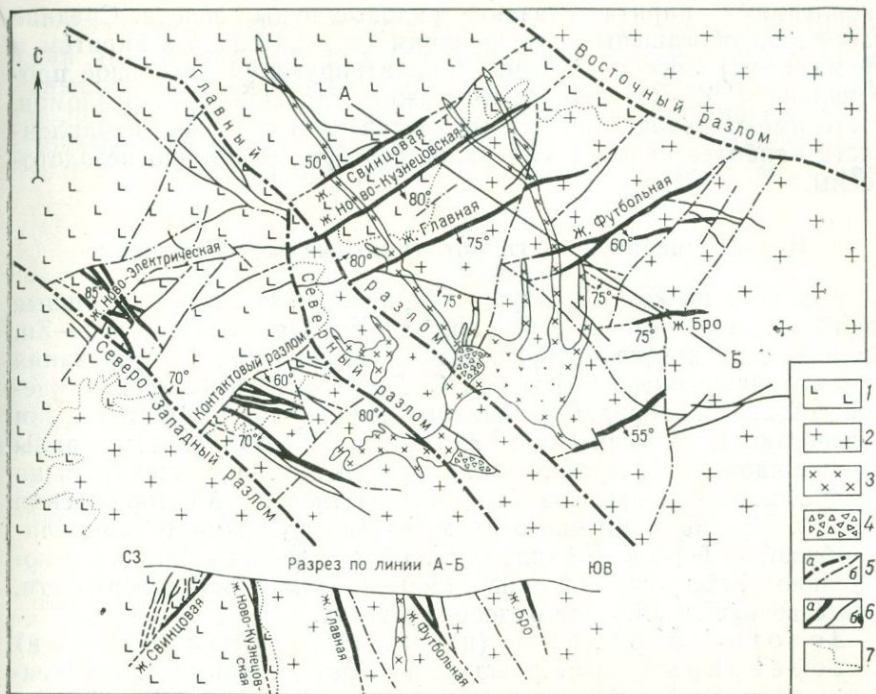


Рис. 60. Схематический план и разрез одного из золоторудных месторождений Восточной Сибири:

1 — породы основного состава: габбро, диабазы, а также метаморфизованные породы — амфиболиты; 2 — гранитоиды — гранодиориты, граниты, в меньшей степени диориты; 3 — плагиоклазовые гранит-порфиры; 4 — тела, сложенные брекчий гранит-порфиров; 5 — разломы (а) и мелкие разрывы (б); 6 — золоторудные жилы: а — главные с богатыми рудами, б — второстепенные; 7 — контакт между породами основного состава и гранитоидами

сульфиды Cu, Pb, Zn. Менее распространены минералы более сложного состава, и в частности блеклая руда $Cu_{12}(As, Sb)_4S_{13}$ и различные сульфосоли Ag, Cu, Bi. Золото выделялось позже почти всех этих минералов. Часто оно избирательно откладывалось в микроскопических трещинках в арсенопирите, реже в пирите и блеклой руде. При этом в верхних частях рудных жил золото выделялось совместно с сульфосолями Cu и Cu—Bi. В глубоких частях жил вместе с золотом выпадали другие его спутники-минералы: Bi и Te. Золото на месторождении мелкое, размер золотинок обычно составляет первые десятки микрометров. Изредка в кварце наблюдаются видимые золотинок размером 0,2—3 мм.

На месторождении очень четко проявилась минеральная зональность. Такие ранние минералы, как турмалин и пирит, наиболее обильны в участках жил, примыкающих к рудоконтролирующим разломам. В самом начале минерализации последние, видимо, служили каналами для ранних порций растворов. Со

скоплениями пирита связаны рядовые руды золота. Средние части жил обогащены более поздним (сравнительно с пиритом и турмалином) арсенопиритом, концентрирующим основное промышленное оруденение. Фланги жил, удаленные от разломов, часто имеют кварц-карбонатный состав. Они содержат вкрапленность наиболее поздних минералов серебра, но обычно незолотосны.

Низкотемпературные гидротермальные месторождения

К классу низкотемпературных принадлежат гидротермальные месторождения Au—Ag, Ag, Sb, Sb—Hg, Hg, а также Pb—Zn, Cu и U. Для них характерна низкая температура формирования руд, изменяющаяся от 75 до 200 °С. Для многих этих месторождений состав околорудно-измененных пород сходен. Обычно они подвергаются аргиллизации, при которой возникают минералы группы каолинита. Аргиллизация протекает при воздействии на вмещающие породы слабокислых растворов. Месторождения Pb—Zn, Sb—Hg и Cu часто представлены рудными телами пластобразной формы. По-видимому, образовывались они на относительно небольшой глубине (500—1000 м) от поверхности, существовавшей в период рудообразования.

Золото-серебряные (иногда с теллуридами) и серебряные месторождения. Кроме главных компонентов — Au и Ag в рудах присутствуют Se, Te, иногда Pb, Zn, Cu, Ta и другие металлы. Большая часть месторождений Au—Ag и Ag распространена в вулканических областях. Они залегают среди эффузивных пород от основного до кислого состава, в их туфах, а также в прорывающих эти породы интрузивных штоках. Комплекс этих пород часто образует вулкано-купольные или кальдерные постройки, осложненные кольцевыми и радиальными разрывами. Значительно реже рассматриваемые месторождения (исключая свинцово-цинковые) локализуются среди слоистых осадочных толщ. Рудные тела вытягиваются обычно вдоль радиальных разрывов либо зон трещиноватости. Преобладают ветвящиеся жилы с рудными столбами либо штокверковые зоны. Они сопровождаются интенсивной аргиллизацией, часто адуляризацией, в меньшей степени — окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород. Рудные тела сложены низкотемпературными минералами — нередко роговиковым кварцем, халцедоном и карбонатами. В состав руд входят низкотемпературное золото, содержащее до 50 % серебра (электрум), теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, сульфосоли Ag, Cu, Bi и др. С глубины 200—300 м, а иногда и ниже содержание благородных металлов в рудах уменьшается, а концентрация Pb и Zn нередко возрастает. В частности, на месторождении Бая-Сприе (СРР) в жилах проявлена отчетливая вертикальная минеральная зональность: руды Au—Ag, развитые на верхних горизонтах, с глубиной последовательно сменяются рудами Pb—Zn, а затем — Cu (рис. 61).

В рудном районе Репаблик (США) целая серия месторождений Au—Ag приурочена к зоне разрывных нарушений, прослеживающихся в пределах крупного опущенного тектонического блока пород. Он сложен мощной толщей молодых вулканических, осадочных и прорывающих их интрузивных пород. Большая часть золоторудных жил приурочена к разлому Юрика северо-запад-

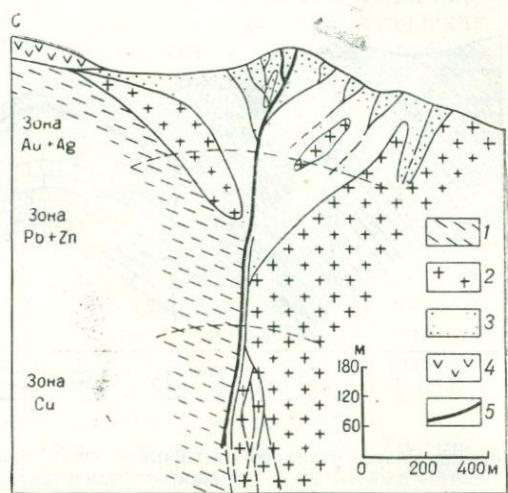


Рис. 61. Геологический разрез золото-серебряного месторождения Баия-Сприе (Румыния), иллюстрирующий разветвленность рудных жил вверх по восстанию и зональное изменение состава руд с глубиной (по Д. Гюишку и др.):

1 — аргиллит-сланцевые породы; 2 — хлоритизированные андезиты (роговообманково-пироксеновые); 3 — окварцованные, адуляризированные и каолинизированные андезиты, их брекчии и агломераты; 4 — пироксеновые андезиты; 5 — рудные жилы

ного простирания и сопряженным с ним трещинам. В целом рудная зона представляет собой сложную систему жил, ограниченных многочисленными поперечными разрывными нарушениями дорудного возраста. Жилы между ними локализовались в виде разобщенных коротких тел. Руды сложены тонкозернистым халцедоновидным кварцем от белого до темно-серого цвета. Постоянно присутствует кальцит. Мощность жил 0,5—1,5 м, протяженность 70—200 м, редко 500 м. Рудоотложение происходило преимущественно метасоматически, но также и путем выполнения трещинных полостей. Почти во всех жилах наблюдаются обломки брекчированных пород. Главный рудный минерал — пирит, установлены также стефанит (Ag_5SbS_4), науманит (Ag_2Se), самородное серебро, электрум, пираргирит-прустит ($Ag_3(SbAs)S_3$) и халькопирит. Гидротермальные изменения выражены каолинизацией, окварцеванием, адуляризацией и серицитизацией вмещающих пород.

Сурьмяно-ртутные месторождения. В природе встречаются либо комплексные Sb—Hg, либо отдельные месторождения Sb и Hg. В качестве примесей в рудах проявлены Tl, In и другие элементы.

Месторождения Sb—Hg залегают преимущественно в осадочных породах, пересеченных разрывными нарушениями. Рудные тела представлены трещинными жилами и пластообразными залежами. Последние имеют важное промышленное значение. Они

обычно локализованы под малопроницаемыми сланцами и подстилаются известняками или другими породами. По границе этих пород развита тектоническая брекчия, обычно полностью замещенная кварцем и минералами Sb и Hg. Образование руд связано с поступлением рудоносных растворов по дорудным крутопадающим разрывам, пересекающим тектонические брекчии. Киноварь (HgS), антимонит (Sb₂S₃) и другие рудные минералы

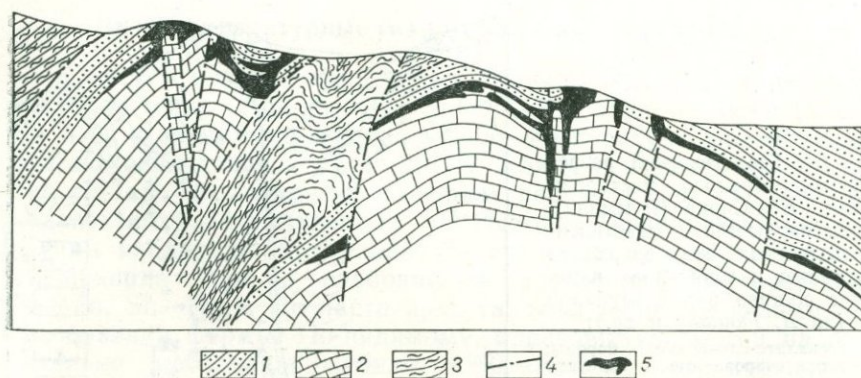


Рис. 62. Разрез ртутного месторождения Хайдаркан (составлен Н. А. Никифоровым, упрощен авторами):

1 — песчаники с подчиненными сланцами; 2 — известняки; 3 — сланцы с подчиненными пластами песчаника; 4 — разрывы; 5 — рудные тела

ассоциируют с кварцем, карбонатами и часто с каолинитом. В ряде месторождений развит также флюорит. Наиболее крупные ртутные месторождения, имеющие пластовую форму, находятся в Испании, а сурьмяные — в КНР.

Месторождение ртутных руд Хайдаркан размещается в пологой сводовой части антиклинали, имеющей крутые крылья (рис. 62). Свод складки сложен известняками. Они перекрыты глинистыми сланцами и песчаниками и пересечены крутопадающими разрывными нарушениями. По ним в период оруденения поднимались низкотемпературные растворы. Достигая подошвы слабопроницаемых глинистых сланцев, эти растворы, вероятно, растекались по пластам нижележащих известняков. В самом начале рудообразования произошло лишь окремнение пластов известняка и образование в нем серицита. Аналогичное изменение претерпели породы, примыкающие к некоторым крутопадающим трещинам.

Следующие металлоносные порции растворов метасоматически замещали окремненные пласты известняка и окремненный известняк, примыкающий к трещинам. В нем отложилась вкрапленность киновари, антимонита, в меньшей степени ливингстонита (HgSb₄S₇), пирита, арсенопирита, а также зерна и гнезда флюорита и кальцита. В результате в своде антиклинали непосред-

венно под подошвой глинистых сланцев, а частично среди известняков сформировались пластовые тела и залежи ртутных руд. Нередко они залегают друг под другом. Некоторые из них (см. рис. 62) имеют крутопадающую рудную апофизу, распространяющуюся по трещинам, подводящим рудоносный раствор.

Свинцово-цинковые месторождения. Низкотемпературные месторождения Pb—Zn обычно залегают среди карбонатных пород и имеют форму пластов либо метасоматических залежей сложной формы. Обычно рудоносные площади разбиты крутопадающими дорудными разрывными нарушениями, по которым из глубин в зону рудоотложения поступали рудоносные растворы. Последние распространялись по пологим разрывам, часто совпадающим со слоистостью, либо проникали в минерализующиеся пласты по зонам согласной мелкой трещиноватости. Состав руд относительно простой — они сложены пиритом, сфалеритом и галенитом, реже встречаются другие сульфиды. Жильные минералы представлены кальцитом и доломитом. Вмещающие породы обычно подвергнуты доломитизации, реже баритизации. Среди рассматриваемых месторождений известны крупные и очень крупные рудные объекты. Значительны по масштабам месторождения в бассейне рек Миссисипи — Миссури (США), в Алжире, Марокко, Австралии и других районах мира.

Медные месторождения так же, как и Pb—Zn, преимущественно имеют пластовую форму, но среди них выделяются как средние, так и низкотемпературные разновидности. Наиболее часто эти месторождения залегают в песчаниках (обычно с карбонатным цементом), поэтому получили название медистых песчаников. Однако известны месторождения Cu, залегающие в глинистых сланцах, известняках и других породах. На рудоносных площадях, как правило, развиты крутопадающие разрывные нарушения, которые служили каналами для поднимавшихся снизу растворов. В рудоносные пласты эти растворы просачивались по порам и мелким трещинам. Главные рудные минералы, развитые в виде густой вкрапленности или тонких прожилков, — халькозин (Cu_2S), борнит (Cu_5FeS_4), халькопирит и др. Рудные минералы отлагались метасоматическим путем. Жильные минералы развиты незначительно и представлены карбонатами либо кварцем. Околорудные изменения вмещающих пород очень слабо проявлены и выражены обычно окварцеванием, хлоритизацией и карбонатизацией.

В некоторых месторождениях наряду с медью распространены руды Pb—Zn. Они локализируются часто в верхней части медных рудных тел и иногда распространены шире последних. Вопросы генезиса месторождений медистых песчаников дискуссионны. В связи с их пластовой формой и приуроченностью оруденения к строго определенным горизонтам некоторые исследователи считают эти рудные объекты осадочными. Месторождения медистых песчаников имеют важное промышленное значение. Наиболее крупные из них приурочены к так называемому Медному поясу

Замбии, а также развиты в Заире (см. рис. 21) и других странах Центральной Африки, известны они в ПНР и СССР.

Урановые месторождения. Урановое оруденение преимущественно относится к средне- и низкотемпературному. Главное промышленное значение имеют не только гидротермальные, но также и экзогенные (гидрогенные). Залегают они в различных изверженных, а также осадочных породах, часто приурочены к вулканическим сооружениям. Рудные тела обычно представлены жилами и штокверковыми зонами. Главный рудный минерал — настуран, или урановая смолка $UO_2 \cdot UO_3$, ассоциирует с кварцем, кальцитом, иногда доломитом. Вмещающие породы кварцованы и серицитизированы. Иногда гидротермалиты имеют кварц-альбитовый состав. С настураном нередко ассоциируют сульфиды, чаще всего молибденит, изредка также сульфиды Рb и Zn.

Типичные гидротермальные урановые месторождения, представленные жилами или штокверками, находятся в США, в районе Скалистых гор, в провинции Бейсин и Рейндж западных штатов. Наиболее крупное месторождение Мерисвейл находится на юге шт. Юта. Здесь оруденение залегают в эффузивных и интрузивных породах в виде сложных жил и рудных столбов. Оно прослеживается на протяжении 1 км и на глубину 700 м. Большинство рудных тел в рудоносной зоне обычно имеет небольшие размеры. Распределение в них урановой смолки весьма неравномерное. Она образует тонкие прожилки, вкрапленность, цементирует брекчию и обычно ассоциирует с кварцем, флюоритом, пиритом и адуляром. Часто развит также тонкочешуйчатый молибденит (MoS_2) — иордизит. Вблизи ураноносных жил вмещающие породы гематитизированы — окрашены в красные тона. Гидротермальные урановые месторождения известны в Европе (Франция, Португалия, Испания), Африке, Азии. Наиболее крупные месторождения выявлены в Австралии и Канаде.

Гидротермально-осадочные месторождения

Гидротермально-осадочными называют месторождения, образовавшиеся (или в настоящее время образующиеся) во впадинах дна морей и океанов из мантийных флюидных газовой-жидких систем и гидротермальных растворов, отделяющихся от глубинной базальтоидной магмы. Рудовмещающие впадины располагались в пределах древних *эвгеосинклинальных зон* и в океанических рифтах, а в архейское время — в пределах *рифтовых впадин* щитов¹. К гидротермально-осадочным принадлежат некоторые месторождения колчеданных (т. е. существенно пиритовых) руд Cu, Cu—Zn, Cu—Pb—Zn—Ag, а также окисных руд Fe и Mn.

¹ В настоящее время месторождения, возникавшие в подобных геотектонических структурах, размещаются в зеленосланцевых поясах щитов архейского возраста.

Колчеданные месторождения всегда пространственно связаны с зонами сбросов, которые обуславливали формирование впадин и одновременно служили каналами для поднимающихся глубинных флюидных систем и гидротермальных растворов [4]. При раскристаллизации на пути подъема, под кровлей пород, возникали гидротермальные месторождения. При достижении растворами дна морских впадин вблизи рудоподводящих сбросов, под экраном вод на глубинах от нескольких сотен метров и приблизительно до 5 км формировались гидротермально-осадочные руды. Образование их протекало двумя способами: 1) путем метасоматического замещения вулканогенных и глинистых илов впадин, а также кровли пластов накапливающихся вулканитов, 2) осаждением на эти илы и вулканиты колчеданных руд, выпадавших в виде химического осадка. Во всех остальных случаях, в том числе при замещении лав, рудообразование протекает под кровлей надрудных пород и механизм его ничем не отличается от гидротермального. Осаждение колчеданных руд — единственный пример эндогенного процесса рудообразования, непосредственно наблюдавшийся из подводных аппаратов. В частности, на дне рифтовой впадины подводного хр. Хуан-де-Фука (у западных берегов Северной Америки) был обнаружен горячий (более 300°C) газОВО-ВОДНЫЙ раствор, выходящий из отдельных участков протяженных тектонических трещин со скоростью 1—3 м/с. Над местом выхода наблюдались большие «облака» темных сульфидных частиц, медленно осаждавшихся вокруг наподобие пыли [33]. Выпадение сульфидов (несмотря на присутствие в океанической воде сильного окислителя O_2) может быть объяснено бурным растворением и диссоциацией H_2S (поступавшей с глубинным газОВО-ВОДНЫМ раствором при его быстром охлаждении), «оттеснением» O_2 непрерывно пополняющимися анионами HS^{1-} и S^{2-} и связыванием последних с катионами Fe, Cu, Pb, Zn, Ag и других металлов глубинного происхождения.

Гидротермально-осадочное рудообразование является продуктом или *вулканогенно-плутоногенного*, или *мантийного* процесса, протекавшего на фоне вулканизма и плутонизма. В связи с тем, что образование руд происходило на уровне эффузивного процесса, тела интрузий (с которыми может быть связан рудоносный раствор) локализуются на значительных глубинах в породах, подстилающих руды, и не обнаруживаются вблизи них. Это приводило и до сих пор приводит некоторых геологов к *ошибочному представлению* о формировании гидротермально-осадочных руд в период исключительно вулканогенного процесса. Еще раз повторим, что вулканизм не порождает рудных месторождений. Непременное условие для возникновения рудоносных газОВО-ВОДНЫХ систем — глубинная дифференциация вещества и появление остаточных расплавов (в частности, гидротермальных растворов), сравнительно обогащенных соединениями металлов.

Ряд зарубежных и некоторые отечественные геологи полагают, что на дне морей и океанов руды Fe, Mn, Cu, Pb, Zn и даже

W, Au и барита могут возникать эксгальационно-осадочным путем, т. е. в результате реакции морских вод с металлоносными газами и растворами, поступающими из мощных пластов и горизонтов вулканитов, остывающих на морском дне. Предположим, что таким путем в кровле горизонта лавы сформировался пласт метасоматической вкрапленности галенита (PbS) мощностью 2 м с промышленным содержанием 4 %. Соответственно в каждом условно вырезанном столбике рудного пласта площадью 1 см² и высотой 2 м будет заключено около 24 г Pb (при плотности руды около 3 г/см³).

Источником этого металла, согласно последователям эксгальационно-осадочного генезиса, следует считать пласт рудовмещающей лавы, в котором Pb находился в кларковых (0,0016 %) или близких к ним содержаниях. В этом случае нетрудно подсчитать, что 24 г Pb может накопиться в кровле пласта лавы, имеющего мощность 6 км! Абсурдность такого предположения ясна, так как на самом деле в природе одноактно возникают пласты мощностью меньшей в сотни раз.

Появление эксгальационно-осадочных руд возможно только для соединений металлов, обладающих высоким кларком [12], например Fe и Mn. В частности, правдоподобным выглядит представление об эксгальационно-осадочном генезисе океанических железо-марганцевых конкреций, концентрация которых максимальна вблизи трансформных разломов, рассекающих океанические плиты и рифты и служащих каналами для продуктов морского вулканизма.

Гидротермально-осадочные месторождения Cu, Pb, Zn размещаются в районах развития спилит-кератофировых, реже в примыкающих к ним зонах вулканогенно-терригенных и сланцевых пород (в зонах эвгеосинклиналей и зеленосланцевых поясов). Формирование вулканогенных толщ всегда начинается с излияния существенно натровых лав основного состава, а завершается альбитсодержащими лавами и пирокластами (для месторождений Cu) и калий-натровыми вулканитами (для месторождений Cu—Pb—Zn). Наиболее крупные месторождения образуются при накоплении вулканитов контрастного (т. е. почти только основного и кислого) состава.

Рудные тела чаще представлены пластами и согласными линзовидными залежами. Нередко они смяты в складки, так как участвуют в последующих процессах складкообразования. Некоторые геологи считают, что процесс рудообразования длителен и ему сопутствует и с ним перемежается процесс накопления вулканитов. В результате некоторые рудные объекты заключают несколько ярусов залежей одинакового состава, располагающихся друг под другом. Считается, что каждая рудная залежь формировалась во впадине, дном которой служила ее кровля. Сторонники подобных взглядов считают такую модель рудообразования убедительной. На самом деле это наиболее уязвимое место геологов, полагающих, что процесс минерализации сопутствует

исключительно вулканогенному процессу. Действительно, пере­рывы в рудообразовании¹ представляют не что иное, как смену одной стадии минерализации другой и соответственно смену одних минеральных ассоциаций другими. Именно это и не устанавливается при локализации нескольких ярусов рудных тел. Скорее всего, при одинаковом минеральном составе руд нижние ярусы залежей формировались как обычные гидротермальные тела метасоматического генезиса, возникающие под маломощной «покрышкой» пород, а самые верхние залежи — как гидротермально-осадочные под «покрышкой» морских или океанических вод.

На многих месторождениях в лежащем боку рудных пластов и залежей установлены *секущие зоны* вкрапленности пирита, а также зоны кварц-пиритовых и халькопиритовых прожилков, фиксирующие рудоподводящие каналы.

В рудах над всеми рудными минералами резко преобладает пирит. Наряду с ним на кайнозойских месторождениях проявлены окислы Fe, а на древних — пирротин. Руды обычно имеют простой состав, нередко одностадийны.

На месторождениях Си ценность руд определяется интенсивностью развития халькопирита и сфалерита, изредка золота и аргентита AgS, на полиметаллических, кроме галенита PbS, — джемсонита $Pb_4FeSb_6S_{14}$, буланжерита $Pb_3Sb_4S_{11}$, прустита Ag_3AsS_3 .

Метасоматические руды — вкрапленные, участками массивные, гидротермально-осадочные — полосчатые. Зоны околорудно-измененных пород развиты только в лежащем боку рудных пластов и залежей². Иногда это вторичные кварциты, локализованные непосредственно под рудным телом, обычно же — кварц-пирит-серицитовые породы, сменяющиеся пирит-хлоритовыми. На кайнозойских месторождениях под рудными телами преимущественно проявлена зона кварц-алунит-каолинитовых пород, переходящая в пропилиты. В связи с тем, что кровля формирующихся рудных тел некоторое время располагалась на дне морской впадины, в перекрывающих туфах и туфобрекчиях альбитофиров и других пирокластов кислого состава на ряде месторождений обнаружены угловатые и округлые обломки руд. Считают, что образуются они при «взламывании» части кровли рудных тел вулканическими эксплозиями³ или послерудными нарушениями, унаследующими контактовую поверхность всяческого бока рудных пластов и залежей.

Из гидротермально-осадочных месторождений, формирую-

¹ Такой перерыв, видимо, должен быть достаточно длительным, так как горизонты вулканитов, разделяющие ярусы рудных тел, достигают нескольких сотен метров.

² На объектах, характеризующихся развитием нескольких ярусов рудных тел, околорудные изменения установлены и в всяческих боках залежей нижних ярусов.

³ Для правдоподобного объяснения этого явления одновременно должны быть обнаружены реликты рудных тел, нарушенные эксплозией.

шихся или заканчивающих формирование на наших глазах, следует упомянуть рудные объекты во впадинах Атлантис-II (Красное море), хр. Хуан-де-Фука (восточная часть Тихого океана), в Галапагосском рифте, Калифорнийском заливе, а также образованные в геологическом прошлом кайнозойские месторождения Си в Японии и на о-ве Крит, палеозойские месторождения Среднего Урала (Сибай, Левиха), а из архейских — Кидд-Крик в Канаде и др.

Глава VIII

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Большинство геологов к рассматриваемой группе относят некоторые месторождения Fe, Mn, U, Al, Ti и V, значительно меньше исследователей относят к ним часть месторождений цветных, редких и благородных металлов. Образование их связывают с проявлением метаморфогенных процессов. Такие процессы протекают в глубоководных породах, захватывают заключенные в них руды, которые подвергаются метаморфизму в условиях высоких температур и давлений [2]. Главными агентами, извлекающими соединения металлов из пород и руд, являются горячие глубинные растворы. В зависимости от миграционных способностей соединений металлов, перемещающихся с метаморфогенным раствором, различают два основных типа месторождений: 1) метаморфогенные, когда растворенное вещество переносится от источника металла *на многие сотни метров и километры*; 2) метаморфизованные, когда перенос соединений металлов ограничивается *пределами* ранее существовавшего *рудного тела*.

Отдельные исследователи, главным образом за рубежом, придерживаются мнения, что метаморфогенные растворы могут полностью растворять руды древних месторождений (Au, Sn, Cu, Pb, Zn и других металлов) и откладывать их вновь на значительно более высоком уровне в более молодых породах. Такие месторождения они называют регенерированными.

Главнейшим компонентом метаморфогенных растворов является вода. Считают, что на глубинах 7—10 км и более существуют три источника воды.

1. Химически связанная вода, входящая в состав некоторых породообразующих минералов в виде гидроксильных групп $(OH)^{-}$. Метаморфический процесс ведет к высвобождению химически связанной воды и образованию новых «безводных» минералов меньшего объема и большей плотности. Если учесть, что доля химически связанной воды достигает в гидроксилсодержащих минералах от нескольких до 10 % и более их массы, то легко допустить, что в 1 км³ метаморфизирующейся породы масса высвободившейся воды может достигать 2 млн. т и более.

2. Вода, изначально находившаяся в виде молекулярных пленок между зернами минералов.

3. Ювенильная вода, образующаяся из флюидов магматического и мантийного происхождения. В частности, все ранние слабометаллоносные расплавы, по-видимому, поставляют в окружающие их породы газы и растворы, в том числе слабоминерализованную воду. Основная масса вод и газов магматического и мантийного происхождения накапливается на глубинах 7—10 км и более, где происходит переплавление гранитогнейсового слоя и внедрение расплавов базальтовой магмы. Совместно с водой флюиды и магматические расплавы являются поставщиками тепла, которое способствует разогреванию изменяющихся пород и заключенной в них воды.

В результате в метаморфизирующихся породах скапливается довольно значительный объем воды, нагретой до 200—800°C (а возможно, более) и находящейся под давлением 150—400 МПа. Вода извлекает из пород ионы различных металлов и неметаллов. Образуется слабоминерализованный раствор, в котором концентрация каждого элемента стремится выровняться с концентрацией его в окружающей изменяющейся породе. Поэтому метаморфогенный раствор предпочтительно извлекает металлы, содержания которых несколько превышают кларковые. Не следует думать, что на больших глубинах возникают капельки раствора, равномерно распределенные в породах. Такой раствор в виде тончайших пленок обволакивает некоторые кристаллические зерна породообразующих минералов. В нем растворены карбонатные, хлоридные, сульфидные и другие соединения Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Al, а также CO_2 , H_2S , Cl, F, B, O_2 и т. д. В конечном итоге метаморфогенный раствор приобретает все черты и свойства гидротермального раствора, возникающего из флюидов мантийного происхождения или отделяющегося от магматических расплавов (рис. 63). Однако динамическое равновесие соединений металлов в метаморфогенном растворе и в «омываемых» им зернах породы, скорее всего, обуславливает *невысокую концентрацию* этих соединений, не превышающую в большинстве случаев 5—10-кратную величину кларкового содержания металла. Напомним, что в отличие от метаморфогенного в литре гидротермального раствора изначально содержатся, по-видимому, первые граммы или десятые доли грамма суммы всех металлов. И только в том случае, когда метаморфогенный раствор «омывает» и растворяет метаморфизирующиеся руды, концентрация соединений металлов в нем достигает больших величин. Такие растворы образуют месторождения метаморфизованных руд Fe, Mn, Al, U.

Главная особенность растворов метаморфогенного происхождения — способность переводить в раствор компоненты породообразующих минералов — Na_2O , K_2O , CaO, MgO, FeO и Fe_2O_3 , Al_2O_3 , отчасти SiO_2 и TiO_2 . Они могут мигрировать на значительное расстояние, а затем кристаллизоваться в виде других мине-

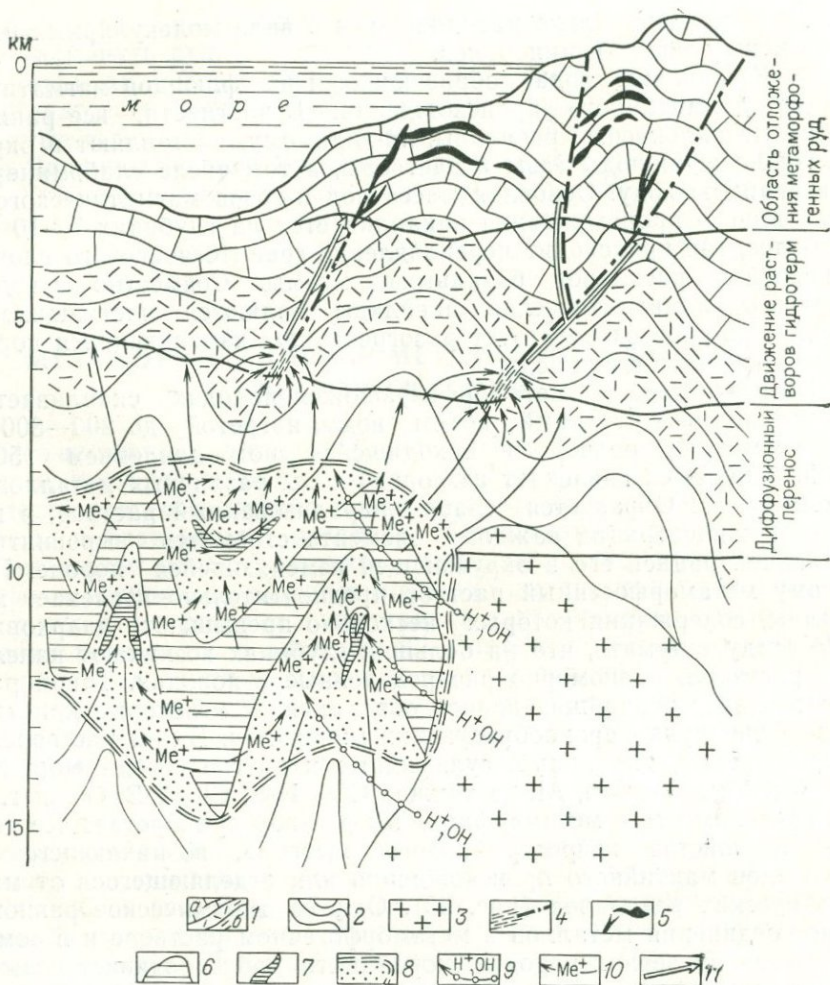


Рис. 63. Схема образования месторождений метаморфогенного происхождения (разрез):

1 — осадочные (а) и эффузивные (б) породы; 2 — метаморфические породы; 3 — интрузивы неметаллоносных гранитов; 4 — разломы, переходящие с глубиной в зоны расслабления; 5 — рудные тела метаморфогенных месторождений; 6 — метаморфические породы, содержащие повышенное количество рассеянных соединений металлов, извлекающихся из пород; 7 — погружившиеся первичные рудные тела, растворяющиеся метаморфогенными растворами; 8 — очаг (область зарождения) метаморфогенных растворов; 9 — пополнение метаморфогенных растворов компонентами воды, поступающими из неметаллоносной интрузии гранитов; 10 — поступление ионов металлов в очаг метаморфогенных растворов; 11 — движение рудоносного раствора в трещинных полостях

ральных форм. Например, в промышленности давно используются совершенно прозрачные кристаллы оптического кварца. Они добываются из так называемых альпийских жил. Количественные соотношения минералов в них повторяют вмещающую породу.

Очевидно, последняя служит источником минералов альпийских жил. Однако они никогда не содержат ощутимых концентраций рудных минералов.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К метаморфогенным относятся некоторые месторождения Fe, U и Ti. Наиболее достоверными метаморфогенными месторождениями считаются урановые.

В отличие от очень труднорастворимых рудных минералов, в состав которых входит большинство тяжелых металлов, соединения урана в довольно ощутимых количествах растворяются в слабокислых, особенно в карбонатсодержащих, растворах. Поэтому в складчатых областях при наличии в глубоководных метаморфизующихся породах рассеянных соединений урана некоторая часть его переходит в метаморфогенный раствор.

С глубин 7—10 км метаморфогенный раствор перемещается в период тектонических деформаций на более высокие уровни в виде тончайших слабо подвижных струек и пленок, использующих деформированные грани кристаллов минералов, мелкие трещинки сланцеватости и другие нарушения в метаморфизующейся породе. На глубине около 5 км струйки и пленки метаморфогенного раствора проникают в «корни» зон трещиноватости и расланцевания, зон брекчированных и «раздавленных» пород и двигаются по ним как обычные гидротермальные растворы (см. рис. 63).

Если на пути движения урансодержащих растворов оказываются трещиноватые породы, особенно углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы или органогенные известняки, углистое вещество или углерод органических остатков восстанавливают ионы урана. Образуется рассеянная, частью дисперсная вкрапленность труднорастворимых минералов U—урановой черни, частично уранинита (UO_2 , UO_3), а также вкрапленность пирита. Ураном «заражается» весь протяженный пласт пород, содержащий углистое вещество, причем максимально—его наиболее трещиноватые участки. Границы рудного тела обычно устанавливаются опробованием.

При возникновении руд железа и титана фактически повторяется процесс формирования урановых месторождений. В частности, к метаморфогенным относят некоторые пласты массивного магнетита в Южной Якутии.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Непременное условие метаморфизма и преобразования руд любого происхождения—погружение их вместе с заключающими породами на достаточно большие глубины, по крайней мере не менее 5 км от древней поверхности. В качестве примера проанализируем изменения, которым подвергаются первичные, обычно силикатные марганцевые руды.

При метаморфизме марганцевые руды подвергаются воздействию высоких температур, давлений и горячих растворов. Последние насыщены кислородом и в том случае, если обладают щелочной реакцией, способны растворять кремнекислоту. При незначительном изменении физико-химических условий они вновь ее осаждают. Поэтому при развитии процесса метаморфизма сначала появляются низковалентные кислородные соединения Mn, а затем силикатные соединения Mn^{2+} . В результате первоначально возникшие в процессе осадконакопления окисные минералы Mn пирролюзит, псиломелан и другие, имеющие максимальную валентность 4^+ , сначала переходят в окисные формы, содержащие Mn^{2+} и Mn^{3+} , — браунит (Mn_2O_3) и гаусманит ($MnMn_2O_4$). Руды уплотняются, при этом содержание Mn увеличивается. В случае продолжения процесса метаморфизма окислы сменяются силикатами. Mn — родонитом (Mn, Fe, Ca) $_3Si_3O_9$, бустамитом ($Mn, CaSiO_3$), тефроитом (Mn_2SiO_4). При этом часть Mn рассеивается и содержание его падает. Силикатные руды характеризуются невысоким качеством, а переработка их более сложная.

Исключительно важное промышленное значение имеют метаморфизованные месторождения железных руд, которые содержат многие миллиарды тонн металла. Хорошо известны такие железорудные бассейны, как Криворожский, Курская магнитная аномалия, месторождения района оз. Верхнего в США, Каражас и Итабара в Бразилии и др. В этих месторождениях первичные руды возникали в связи с развитием осадочных процессов. Формировались пластовые рудные тела, нередко вытягивающиеся на десятки и сотни километров. Первичные руды были сложены гидроксидами Fe, а также сидеритом и железистым алюмосиликатом — шамозитом. В процессе метаморфизма гидрокислые руды превратились в гидрогетитовые ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$), гематитовые, магнетитовые, отчасти в железистые алюмосиликатные, содержащие Fe^{2+} . В результате воздействия щелочных растворов руды теряют SiO_2 , становятся пористыми, а содержание Fe в них резко возрастает. При метаморфизме под действием направленного давления и некоторой миграции вещества возникают железистые кварциты. Полоски магнетита или агрегаты магнетита и гематита чередуются в них с тонкими полосками кварца.

Одно из типичных месторождений железистых кварцитов — Криворожское [5]. Оно представлено серией располагающихся друг над другом рудоносных пластов, смятых в сложную синклиналиальную складку (средняя часть рис. 64), переходящую на западе и востоке в антиклинальные. Под железистыми кварцитами залегают пласты тальковых сланцев, песчаников, филлитов и амфиболовых сланцев. Рудоносные пласты прослеживаются на протяжении 100 км и скрываются под более молодыми отложениями. Венчается серия железорудных пластов безрудными кварцитами и сланцами.

Железорудные пласты вначале представляли собой тонкие слойки гидроксидов Fe, чередующихся со слойками SiO_2 . Этот

осадок накапливался, по-видимому, на глубине 70—100 м древнего докембрийского моря. При его захоронении, а затем метаморфизме и смятии в складки образовались полосчатые железистые кварциты. В кварците слои, сложенные на 70 % магнетитом и гематитом и на 30 % кремнеземом, чередуются со слоями,

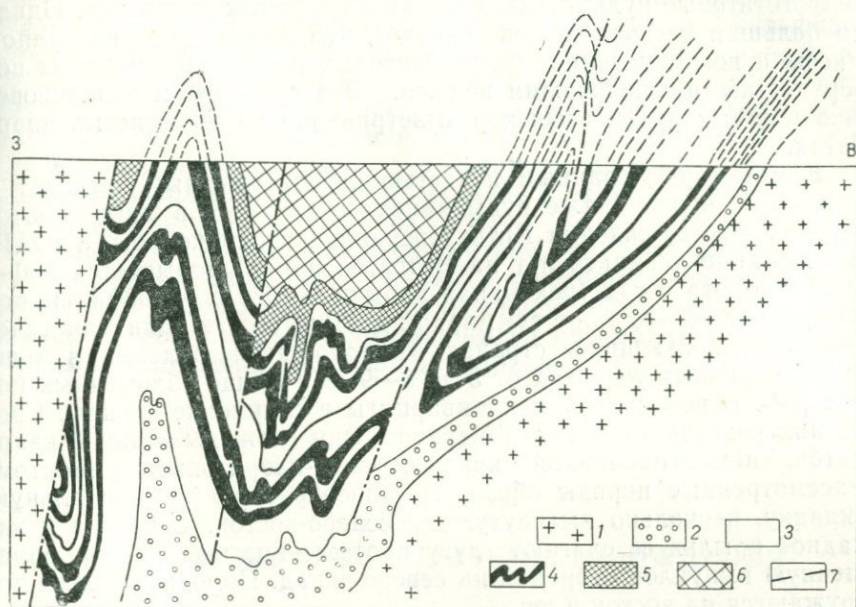


Рис. 64. Упрощенный разрез метаморфизованного месторождения железных руд Кривого Рога (составлен по материалам Я. Н. Белевцева):

1 — граниты; 2 — песчаники; 3 — метаморфические сланцы (в том числе амфиболовые, богатые железом); 4 — железистые кварциты (пласты железных руд); 5 — сланцы и безрудные кварциты; 6 — углисто-глинистые сланцы; 7 — разломы

состоящими на 10—20 % из тех же оксидов Fe и на 80—90 % из SiO_2 . В среднем железистые кварциты содержат около 30 % Fe и в связи с недавно разработанными эффективными методами обогащения все более и более вовлекаются в промышленное освоение. Однако главную ценность в Криворожском бассейне имеют богатые магнетитовые и гидрогётитовые руды с содержанием 65—70 % Fe. Магнетитовые залежи несомненно имеют эндогенное происхождение. Залегают они в виде мощных столбов и пластов. Магнетит в них ассоциирует с щелочными роговыми обманками, эгирином и др. Гидрогётитовые руды образуют крупные столбы и штоки, подстилающиеся часто железистыми кварцитами¹. В некоторых случаях эти залежи прослеживаются на глубину 1200 м и более.

¹ На Курской магнитной аномалии мощные гидрогётит-сидеритовые плащеобразные залежи перекрывали железистые кварциты еще в докембрийское время.

6—45 м. Строение его сложное. В нем выделяется три слоя золотоносных конгломератов, разобщенных безрудными. Первые имеют мощность от нескольких сантиметров до 3,6 м (обычно 40—50 см), и именно они являются объектом эксплуатации.

Золотоносный конгломерат состоит на 70 % из кварцевой гальки и на 30 % — из цементирующих ее мелких зерен кварца, серицита, хлорита, пирита, пирротина, арсенопирита, сульфидов Cu, Pb, Zn, изредка уранинита и других минералов урана. Золото находится среди цементирующих минералов. Оно очень мелкое (0,005—0,1 мм) и встречается в виде микропрожилков, неправильных сростков и выделений. Очень редко наблюдаются окатанные золотины, сходные с золотом, развитым в россыпях. Среднее содержание Au в руде составляет от 3 до 18 г/т в разных частях рудного района, U — 0,027 %.

Большинство исследователей считают, что конгломераты являются результатом захоронения крупнейших месторождений россыпного золота, которое в дальнейшем было перекристаллизовано на месте позднее проявившимися метаморфогенными растворами, отложившими сульфиды и минералы U.

Глава IX

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Облик поверхности Земли очень медленно, часто неуловимо для человеческого взора изменяется. По мере этих изменений на суше, на дне рек, болот, озер, морей и океанов постепенно из года в год накапливаются руды Fe, Mn, V, Al (бокситы), Ni, Co, Au, Pt, Sn, W, Ta и Nb, Ti, TR, а также радиоактивных элементов. Конечно, накопление их происходит настолько медленно, что оно обычно не улавливается на протяжении жизни даже многих человеческих поколений. Поэтому геологу приходится иметь дело с месторождениями, возникшими в далеком геологическом прошлом. Руды таких металлов, как Mn, V, а до недавнего времени и Al, добывались только из экзогенных месторождений, поскольку эндогенные руды, по крайней мере первых двух металлов, вообще характеризуются низкими содержаниями и ограниченными запасами.

Экзогенные процессы обычно протекают в результате одновременного действия сразу нескольких внешних сил — вод океанов, морей, рек, озер, стоячей воды, заполняющей трещины, силы ветра, воздействия газов воздуха, особенно O₂ и CO₂, дневных и сезонных колебаний температуры воздуха, движения льда, обвалов и оползней в горах и по берегам рек, разрушительной деятельности кристаллизационных сил застывающей воды, корней растений, микроорганизмов и т. д.

ТИПЫ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И СПОСОБЫ ИЗВЛЕЧЕНИЯ МЕТАЛЛОВ

Внешние агенты обуславливают механическое и химическое разрушение минеральных веществ, т. е. процессы выветривания. В результате из руд и горных пород высвобождаются некоторые самородные благородные металлы и природные соединения тяжелых металлов. Процесс выветривания развивается стадийно. Сначала резко преобладает выветривание механическое, или, как его иначе называют, физическое. В районах, где почвенных вод и растворов в них реакционных соединений, способных выщелачивать металлы, недостаточно, а также в горных районах процесс может так и остановиться на первой стадии резко преобладающего физического выветривания. В благоприятной географо-климатической обстановке наряду с физическим происходит химическое выветривание (т. е. химическое разложение различных минералов). Наконец, химическое выветривание может иногда преобладать над физическим.

Физическое выветривание — процесс разрушения монолитных пород без существенного изменения их химического состава. В настоящее время и в геологическом прошлом оно происходило преимущественно в районах с резко континентальным или холодным климатом, в частности в пустынных и полупустынных областях. Большое значение оно имеет и во внутренних территориях континентов, где количество выпадающих осадков достигает 600 мм в год, а нередко и более. При физическом выветривании породы и руды из монолитных образований последовательно превращаются в глыбы и валуны, затем мелкие обломки и гравий и, наконец, песок и илестые частицы. Когда величина обломка приближается к размеру зерен рудного минерала, последние высвобождаются из них и получают возможность мигрировать, накапливаться и образовывать россыпные месторождения.

Однако по мере измельчения породы или руды непрерывно возрастает роль химического выветривания, протекающего под воздействием слабых растворов природных солей, кислот, щелочей. Эти агенты выщелачивают наиболее податливые компоненты пород и руд, переносят их в виде растворов, а затем откладывают иные природные соединения на новом месте. Происходит следующая стадия выветривания — *физико-химическое выветривание*. В процессе его на породах, выходящих (или выходивших в геологическом прошлом) на поверхность, накапливается слой механически разрушенной и химически разложенной породы — кора выветривания. Образование ее и физико-химическое выветривание наиболее интенсивно протекают в областях с жарким и влажным климатом (или подобным климатом в геологическом прошлом).

Главным агентом физико-химического выветривания выступает поверхностная вода, пропитывающая слой формирующейся коры выветривания, а также верхнюю часть коренной породы. Вода яв-

ляется главным растворителем. В ней растворяются O_2 и CO_2 , слабые органические кислоты, возникающие при гниении растительных остатков (в странах с прохладным и влажным климатом), слабые органические щелочи (преимущественно образующиеся в жарких тропических областях или в областях со сравнительно сухим климатом). Из некоторых пород в воду переходят растворимые минеральные соли, например из известняков $Ca(HCO_3)_2$, из слоев гипса $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, Ca , $Mg(SO_4)_2$. Поверхностные воды извлекают также растворимые соли — $NaCl$, KCl .

В обычной почвенной воде отмечается очень небольшая диссоциация части ее молекул на $(OH)^{1-}$ и H^{1+} . В 1 т воды концентрация этих ионов при комнатной температуре достигает 10 г. В тропических и субтропических областях при температуре около $30^\circ C$ она возрастает в 10—20 раз и резко интенсифицирует химическое взаимодействие воды и слабых растворов солей, органических кислот и щелочей с минералами коры выветривания. Здесь в воде всегда присутствуют анионы Cl^{1-} , HSO_4^{1-} , SO_4^{2-} , HCO_3^{1-} , CO_3^{2-} , $(OH)^{1-}$, катионы Na^{1+} , K^{1+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , растворенный в воде кремнезем (часто в форме H_4SiO_4), а также такие газы, как O_2 , CO_2 , H_2S , NH_3 , CH_4 , и некоторые другие углеводородные газы. Особенно важное значение принадлежит угольной кислоте, содержащейся в поверхностных водах, циркулирующих в известняках. Здесь в почвенных водах, а также в водах ручьев и рек содержание H_2CO_3 возрастает в десятки и даже сотни раз. И хотя эта кислота является слабой, но непрерывное воздействие ее приводит к химическому разложению разнообразных монолитных пород.

Важную роль при физико-химическом выветривании играют органические кислоты и щелочи. Органические щелочи растворяют, особенно в тропических странах, даже такой трудно поддающийся химическому воздействию минерал, как кварц, а также различные природные алюмосиликаты. Органические щелочи при $pH=8-9$ переводят нерастворимые группы кремнезема в растворимые соли. Процесс начинается с гидролиза силикатов и алюмосиликатов, т. е. с химического расщепления их молекул органическими щелочами. При этом образуются различные калиево-натрово-кальциевые органические соли очень сложного состава, алюминаты, выделяются свободные кремнисто-водородные кислоты. Наибольшее значение среди них имеет H_4SiO_4 . Эти соединения или их промежуточные продукты, будучи слабо растворимы, легко транспортируются, способствуя перемещению кремнезема.

Физико-химическое выветривание пород чаще протекает последовательно. В начальные периоды растворяются и из породы уносятся все легко растворимые соли и компоненты, т. е. сульфаты и хлориды K , Na , Ca , Mg , частью Fe . Затем растворяются карбонаты этих металлов, и, наконец, начинает растворяться кремнезем. Так как он входит в состав породообразующих минералов, растворение его вызывает разложение алюмосиликатных и силикатных пород. Содержащиеся в них труднорастворимые соедине-

ния Fe, Ni, Al, Mn, V и Ti сохраняются. Поскольку кремнезем уносится из породы, в оставшейся на месте выветрелой ее части накапливаются соединения упомянутых металлов. Концентрация их нередко достигает промышленных значений, и в результате в корях выветривания накапливаются руды так называемых остаточных месторождений этих металлов. Таким образом, образование остаточных руд представляет собой механическое удаление нерастворимых, химическое разложение и вымывание растворимых нерудных соединений из коры выветривания и обогащение ее соединениями металлов, остающимися в ней в виде первичных минералов, или соединений, связанных в новые минеральные формы.

При длительно проявляющемся и резко преобладающем *химическом выветривании* наступает третья, конечная, стадия процесса выветривания. В эту стадию полностью разлагаются самые различные алюмосиликатные породы. При этом происходят окисление, растворение и вынос не только кремнезема, но и соединений Ni, Cu, Al, Fe, Mn, U, отчасти даже V и Ti. Они перемещаются в виде сравнительно растворимых оснований типа $Me(OH)_n$, слабо-растворимых солей с анионными группами типа (MeO_n) , а также в виде сульфатных, карбонатных и силикатных солей в виде истинных растворов. При физико-химическом выветривании минеральными солями и кислотами частично также растворяются руды U, Fe, Cu, Zn, V и некоторых других элементов. Образуются слабоминерализованные истинные растворы. В одних случаях они оказываются довольно устойчивыми. Они проникают в трещиноватую часть коренной породы, подстилающую кору выветривания, и могут перемещаться на значительные расстояния — на сотни и даже многие тысячи метров. В благоприятных геологических условиях растворы химически взаимодействуют с компонентами вмещающих пород и кристаллизуются в виде новых труднорастворимых рудных минералов. Таким путем возникают инфильтрационные месторождения U, V, легированные руды Fe. Некоторые исследователи относят к этому типу также отдельные месторождения Cu.

Большое значение при химическом воздействии на породы имеют также микроорганизмы, особенно те, которые «питаются» различными минералами. В настоящее время обнаружены микроорганизмы, «поедающие» серу (серные бактерии), пирит, различные соединения U и других металлов.

Истинные растворы иногда могут переходить в коллоидные, содержащие твердые частицы различных веществ размером от 10^{-4} до 10^{-6} мм в диаметре, тонковзвешенные и распыленные в слабокислой или чаще слабощелочной среде. Особенно охотно в водной среде образуются коллоиды SiO_2 , Al_nO_m , окислов Fe и Mn. Наряду с ними всегда присутствуют взвеси тех же соединений, т. е. распыленные в водной среде более крупные частицы размером около 1 мкм. Коллоиды и взвеси более устойчивы по сравнению с истинными растворами. Они могут длительно транс-

портироваться, поступать в ручьи, реки и моря, на дне которых откладываться, образуя осадочные месторождения.

К химическому выветриванию относится также процесс окисления сульфидных руд месторождений некоторых металлов. Он протекает в результате появления в поверхностных водах, просачивающихся через первичные руды, обогащенные пиритом (FeS_2), очень сильного реагента — серной кислоты H_2SO_4 , имеющей очень слабую концентрацию. Этот реагент, а также возникающий параллельно сульфат железа интенсивно реагируют с сульфидными минералами Cu , Pb , Zn , Ag , Mo , Sb , As , с окислами U , окисляют их и переводят в раствор. Выход руд на поверхность резко обедняется этими металлами. Здесь сохраняются лишь лимонит, гидроокислы Mn , иногда сложные сульфаты Fe . Выходы таких окисленных сульфидных руд получили название «железных шляп». Слабый раствор сульфатных соединений перечисленных металлов проникает вглубь по трещинам в рудные тела и, встречая первичные сульфидные и окисные руды, восстанавливается, пополняя и обогащая их дополнительным металлом. В результате под окисленными образуются скопления богатых вторичных руд, называемое зоной вторичного сульфидного обогащения.

РОССЫПИ

Рудные минералы часто высвобождаются из породы при ее физическом выветривании, а затем концентрируются в результате перемещения и сортировки по массе. Образующиеся рудные скопления называются россыпями. Известны россыпи Au , Pt , Sn , W , Be , Ta и Nb , Zr , TR , Th , Ti , Fe и некоторых других металлов. Эти месторождения обычно расположены неглубоко или прямо на поверхности земли, например на косах рек. Руды отличаются простым составом, а рудные минералы отделяются от пустой породы простейшими средствами — промывкой водой, разделением по массе, магнитной сепарацией и др. В связи с этим разработка россыпных месторождений обходится очень дешево. Это позволяет разрабатывать россыпи с очень убогим содержанием металлов, например при концентрации золота 100—200 мг/м³.

Генезис россыпей в последнее время наиболее полно охарактеризовал акад. Н. А. Шило [29].

Источником россыпей нередко оказываются руды коренных месторождений. Иногда источником служат породы, содержащие равномерно рассеянные зерна соединений металлов, или породы, заключающие тонкие прожилки с редкими вкрапленниками рудных минералов, не имеющих промышленного значения. Необходимое условие для образования россыпей — наличие коренных источников соединений металлов, легко размываемой холмистой или горной местности.

Водные артерии служат путями миграции обломков разрушившихся пород и одновременно производят их сортировку, обуславливая накопление на дне русла минералов с повышенной плот-

ностью. Они же уносят дальше по течению более легкие и мелкие минералы пустой породы.

Продолжительность формирования россыпных месторождений достаточно велика. Любая кварцевая или другая жила, содержащая, например, небольшое количество золота, постепенно под действием поверхностных агентов начинает распадаться на глыбы и щебенку. Образуется *элювиальная россыпь*. Перемещаясь по склону вместе с обломками пустой породы, глыбы и щебенка, содержащая рудные минералы, измельчаются. В результате ниже по склону среди сравнительно крупного песка накапливаются высвободившиеся из него и мелких камешков тяжелые золотинки или другие труднорастворимые минералы. Так проходит первая стадия образования россыпей. При этом в любом понижении склона горы происходит накопление частичек тяжелых минералов. Если их концентрация оказывается достаточно высока, на склонах возвышенностей оказываются сформированными *делювиальные россыпи*.

Хорошо изучена делювиальная золотоносная россыпь одного из месторождений Дальнего Востока (рис. 66). Расположена она на пологом слаборасчлененном склоне. Источник золота — разрушающиеся прожилки кварца, заключенные в измененных эффузивных породах. В них и в кварце развита редкая вкрапленность сульфидов — пирита, арсенопирита, галенита, а также мелкие золотинки.

При разрушении в свое время более крутого склона возвышенности происходило физическое и химическое выветривание золотоносных прожилков и измененной породы. На склоне накопился измельченный материал — песчанистая глина и подстилающие ее мелкие обломки и щебень. Промоины и лощины на склоне оказались заполненными мощным слоем глины толщиной до 20 м. Золото рассеяно по всему слою глин, но наиболее высоких концентраций оно достигает в глинах, заполняющих промоины. Здесь образовалось несколько их прослоев, обогащенных золотом. Они тяготеют к почве и средним частям промоин. Достаточно высокие концентрации золота установлены также в тонком пласте глин, покрывающем или расположенном недалеко от разрушающихся золотоносных прожилков и породы. Размер золотин в глинах изменяется от 50 мкм до 1,5 мм.

На первой стадии разрушения скального материала россыпи могут возникать даже в полупустынных и пустынных гористых областях. Для их образования необходим интенсивно расчлененный рельеф. Разрушающей силой служат сезонные редкие, но очень бурные потоки, а также сели. Они сразу разрушают большой объем породы или руды.

Селевые потоки очень богаты плохоокатанным неотсортированным материалом — от валунов и угловатых глыб до грязи и ила. Весь этот материал подвергается сортировке очень незначительно. Поэтому при разгрузке потока в устье накапливается как тонкоизмельченный материал — ил и песок, так и щебенка. Вверх

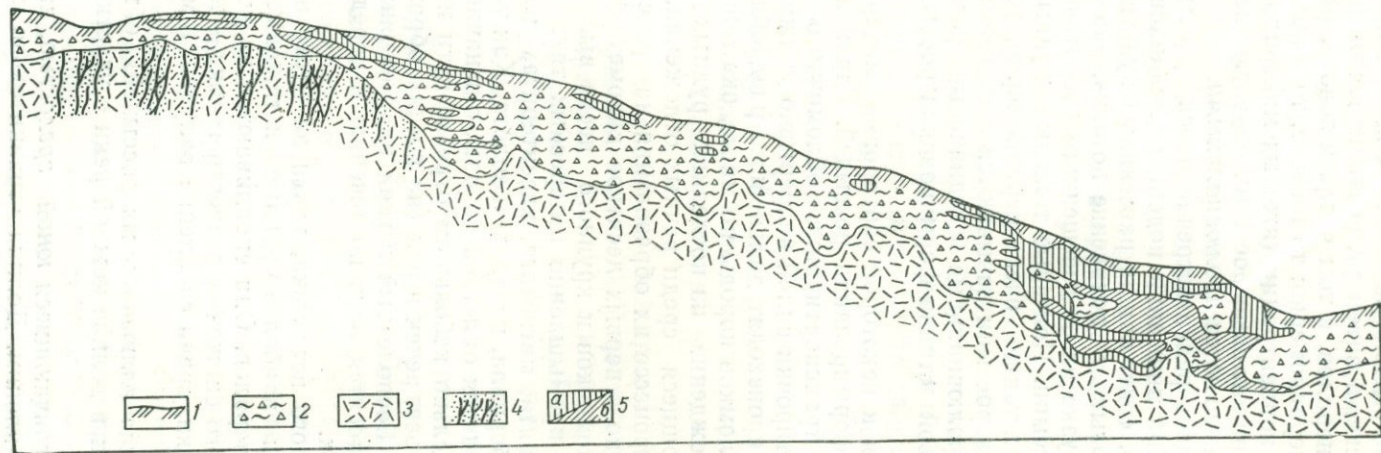


Рис. 66. Разрез типичной делювиальной золотоносной россыпи (составлен по материалам Ф. А. Шохар, упрощен авторами):

1 — почвенно-растительный слой; 2 — глины с обломками и щебнем эффузивных пород; 3 — разложившиеся эффузивные породы; 4 — золотоносные прожилки кварца и сопровождающая их редкая вкрапленность пирита и арсенопирита; 5 — слои глин: а — с низким, б — с повышенным содержанием золота

по оврагу он быстро сменяется сначала щебенкой и глыбами, заключенными в песке, а затем угловатыми глыбами. Крупинки рудных тяжелых минералов, в том числе и золота, распределены в таком материале неравномерно: то в песке, то в полосах щебенки и песка. Нередко концентрации тяжелых минералов вообще не происходит. Такие прихотливые россыпи, образующиеся в устьях оврагов и ущелий, называются *пролювиальными*.

Близки к ним очень редко встречающиеся россыпи, создающиеся ледниками. При движении подошва ледников разрушает выходы руд и пород, содержащих рассеянные рудные минералы. Таяние ледников вызывает появление потоков, напоминающих селевые. При разгрузке их от взвешенного обломочного материала создаются россыпи. Полезные тяжелые рудные минералы распределяются в них также очень неравномерно, усложняя поиски. Подобного рода россыпи называются *ледниковыми*.

Делювиальные, пролювиальные и ледниковые россыпи возникают обычно на первой стадии формирования россыпных месторождений.

После разрушения и некоторой сортировки материала наступает вторая стадия формирования россыпей. Главная ее особенность — длительная транспортировка обломочного материала. В процессе транспортировки силой непрерывно движущейся воды ручьев, речек и рек происходит дальнейшее раздробление и глубокая сортировка обломков породы по массе, окатанности и форме, а также высвобождение из последних рудных минералов. Россыпи, локализуемые среди речных отложений, называют *аллювиальными*. В процессе их образования на расстоянии первых километров, редко — первых десятков километров от источника из мелких обломочков и крупного песка высвобождаются зерна и кристаллы промышленно интересных тяжелых минералов — рутила, ильменита, магнетита, касситерита, вольфрамитов, шеелита, монацита, берилла, платины и золота. Как только тяжелые минералы освобождаются от легкой породы, они начинают откладываться на сравнительно небольшом отрезке пути на дне водоема и по берегам ручьев, речек и рек (на косах), образуя россыпное месторождение. Беспольный легкий ил, песчинки, плоская слюда водами рек уносятся вниз по течению и нередко осаждаются в озерах и морях.

Недалеко от рудного источника, почти на месте высвобождения, концентрируются наиболее крупные и тяжелые обломки и песчинки рудных минералов. Они скапливаются на дне реки или ручья в местах резкого снижения скорости потока — во впадинах дна, за поворотом реки, среди скопления валунов, в месте впадения притоков.

Различают три типа аллювиальных россыпей, обычно пространственно связанных в долине каждой реки с участками ее различной зрелости.

Участки долин, отличающиеся *юной зрелостью*, характеризуются значительным уклоном. Долина сравнительно прямолиней-

ная, узкая, имеет V-образную или даже каньонообразную форму в поперечном сечении. Река углубляет русло в коренных породах, переносит аллювиальный материал, и условий для его осаждения и образования россыпей нет.

Постепенно река вырабатывает профиль равновесия, и участок юной зрелости переходит в *относительно зрелый*. Соответственно он расположен ниже по течению участка юной зрелости. В пределах его все более интенсивно начинает протекать боковая эрозия, а река — разрабатывать долину. Появляются довольно многочисленные излучины реки, уклон русла уменьшается, течение становится умеренным. Долина в пределах таких участков сравнительно широкая, V-образной формы в поперечном сечении. В русле реки откладывается речной аллювий — щебень, валуны, галька, песок, а в пойме при половодье — песок и глины. При размывании коренного источника тяжелых рудных минералов на дне реки формируется *русловая россыпь*. В мелких водотоках это, как правило, непротяженные узкие (от десяти до первых десятков метров в ширину) струи и пласты рудоносного галечника и даже валунника, в руслах более крупных рек — пласты галечника шириной максимально до 100 м. Русловые россыпи всегда находятся в процессе роста и преобразования — пополнения и транспортировки как пустого аллювиального, так и отчасти очень мелкого рудного материала. Наряду с этим в них иногда встречаются очень богатые участки россыпного золота, например на Клондайке — до 600 г/м³. В этих россыпях найдены почти все уникальные самородки.

В процессе дальнейшей боковой эрозии рассматриваемый участок долины переходит в *зрелый*. Располагается он ниже участка относительной зрелости. Долина становится широкой, трапецевидной формы в поперечном сечении. Река, характеризующаяся появлением многочисленных меандр, многократно меняет русло. Прокладывается оно в ранее отложенном аллювии. Течение реки медленное. В русле в это время накапливаются галька, песок и глины (илы), в пойме — глины, под которыми захоронен более древний аллювиальный материал, и в том числе окончательно сформированные русловые россыпи. Последние переходят таким образом в *долинные*. Долинные россыпи нередко вытягиваются косо (а на коротких отрезках — и в поперечном направлении) по отношению к руслу современной реки. Долинная — это окончательно сформированная аллювиальная россыпь. Некоторые россыпи этого типа отличаются уникальными и крупными запасами, а система их может проследиваться в долинах крупной реки и ее притоков на протяжении 100 км и более.

При очередном понижении базиса эрозии и проявлении нового цикла развития долины река вновь начинает углублять русло, а затем расширять новую, более глубоко врезанную долину, местами размывая ранее отложенный золотоносный аллювий долинных россыпей. Эродированные участки их оказываются расположенными в пределах приподнятых, выступающих останцов старой

речной долины, представленных выровненными площадками, прилегающими к ее бортам, — террасами. Они, как правило, имеют небольшие масштабы. Наряду с ними в более глубоко расположенном новом русле реки могут возникнуть небольшие русловые россыпи.

Циклы развития долин повторяются через тысячелетия, поэтому появляется не одна, а две—четыре и больше террас, возникающих каждый раз после появления более глубокой молодой узкой долины (рис. 67).

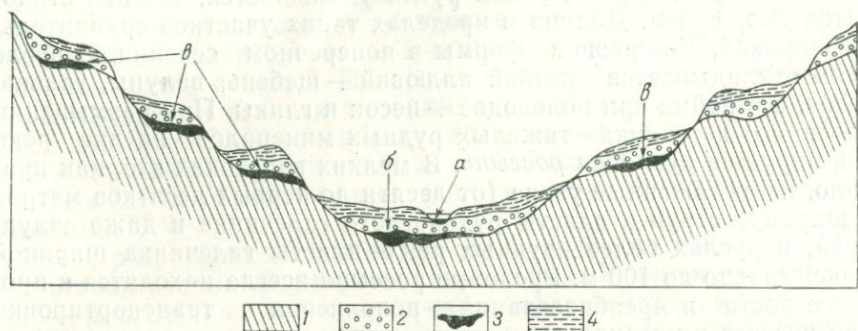


Рис. 67. Обобщенный разрез аллювиальных русловой (а), долинной (б) и террасовой (в) россыпей:

1 — коренные породы — плотик; 2 — пески и галечники; 3 — золотоносные галечники («пески»); 4 — покрывающие золотоносные слои глины или пески, галечники («торфа»)

В настоящее время разработка россыпей производится с помощью драг, представляющих собой комбинацию землечерпалки и промывающего устройства. На нем зерна полезных тяжелых минералов отделяются от нерудных и легкой пустой породы. Иногда рудоносные пески размывают с помощью гидромониторов, а затем смесь песка и воды транспортируют по трубам на промывочные устройства.

В строении аллювиальных россыпей различного типа много общих черт. На самом верху россыпи почти всегда расположен почвенный слой. Он перекрывает слой илов, глин или песков. Эти безрудные образования называют «торфами». Ниже расположены продуктивные, или, как их обычно называют, металлоносные, пласты «песков». Последние представляют собой песок с заключенной в нем галькой (в нижней части — щебенкой), а иногда и валунами пород разного состава. Металлоносный пласт обычно залегает на коренной породе, называемой плотиком (рис. 68). Плотиком может быть не только коренная, но и любая перебитая, плотная порода, например слой глины, на который осаждаются тяжелые песчаники и галька. Такой слой называется ложным плотиком. Зерна тяжелых рудных минералов (в том числе Au и Pt) концентрируются над истинным или ложным плотиком, особенно в его впадинах, углублениях, трещинах. Иногда рудные

минералы задерживаются плотными слоями коренных пород, обуславливающих ребристое строение плотика.

В последнее время все большее значение для получения Ti, Zr, Nb и Ta, Th, TR, Au приобрели россыпные месторождения, образующиеся на морских пляжах или в полосе дюн. Возникновение их начинается с размыва морским прибоем пород, содержащих рассеянные тяжелые рудные минералы. В ряде случаев мине-

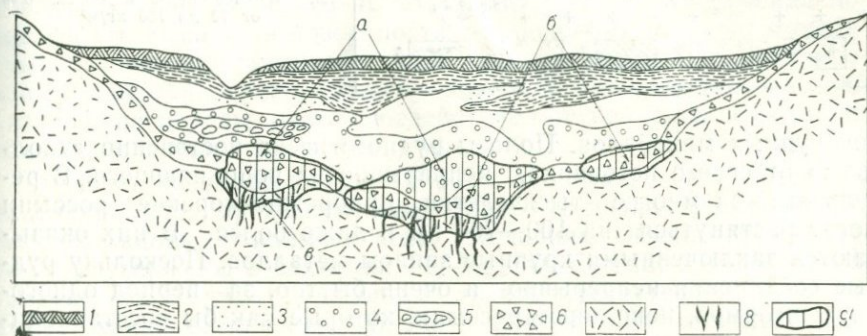


Рис. 68. Принципиальный разрез типичной аллювиальной долинной россыпи (составлен по материалам Ю. А. Билибина):

1 — почвенно-растительный слой; 2 — илы и глины; 3 — мелкий песок с редкой галькой; 4 — галечник и крупный песок с галькой («речники»); 5 — прослой валунов, расположенных среди гальки и песка («свалунник»); 6 — элювиальный слой — щебенка коренных пород с примесью гальки и валунов, заключенная в песок (иногда глине); 7 — коренная порода (плотик); 8 — трещины в плотике; 9 — контур металлоносной россыпи с промышленной концентрацией металла: в песках (а), элювии (б) и почве (в)

ралы Ti, Zr, Th, TR вместе с песком приносятся впадающими в море реками, которые, в свою очередь, извлекают их из пород, находящихся вдалеке от береговой линии. Основное условие возникновения *прибрежных морских россыпей* — медленное наступление моря на постепенно опускающиеся участки побережья.

Главной деятельностью морских волн, приводящей к формированию россыпи, является непрерывная сортировка в полосе пляжа разрушенного материала по массе. Рудные минералы большой плотности, оказавшиеся в полосе прибоя, остаются в стадии покоя даже во время штормов. Легкая галька и песчинки постепенно уносятся отливными волнами с берега в глубь моря. Постепенно песчинок тяжелых рудных минералов на пляже становится все больше и больше. Возникают россыпи, называемые *прибрежно-морскими* (рис. 69). Протяженность таких россыпей самая различная, но обычно это многие сотни метров и километры. Как правило, длина россыпи зависит от протяженности разрушающихся пород, содержащих тяжелые рудные минералы. Но иногда процесс формирования россыпей осложняется прибрежными морскими течениями или ветрами, определяющими главенствующее направление волн, набегающих на берег. Тогда вдоль этого направления на пляжах начинается медленное перемещение песчи-

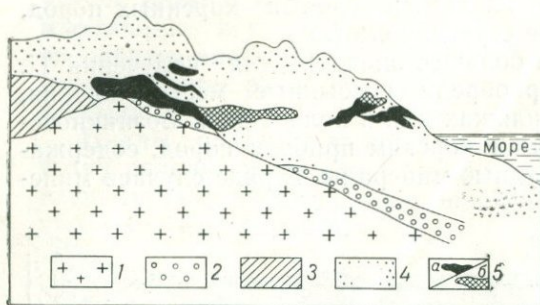


Рис. 69. Схема (в разрезе) прибрежно-морской россыпи, захороненной под эоловыми (под песком, принесенным ветром), а частью под пляжевыми отложениями:

1 — гранит (плотик); 2 — гравий и галька; 3 — уплотненный песок; 4 — рыхлый песок; 5 — черный песок, содержащий тяжелые минералы: а — 180 кг/м³ и более, б — от 72 до 180 кг/м³

нок рудных минералов. Полосы рудного песка постепенно «уплотняют» от своего источника, непрерывно их пополняющего. В результате за многие тысячелетия прибрежно-морские россыпи могут растянуться на 100—700 км и даже более. В них оказываются заключенными крупные запасы металлов. Поскольку рудные соединения непрерывно и очень быстро, за период одного-двух штормов, пополняют россыпи, которые как бы восстанавливаются даже в местах ранних разработок, эти рудные объекты могут эксплуатироваться длительное время.

При значительной протяженности ширина россыпей изменяется обычно в пределах десятков метров, а толщина слоя рудного песка составляет 1—2 м, редко больше. Прибрежно-морские россыпи нередко обладают сложным составом. Например, у южного побережья Индии и Шри Ланки в россыпях установлено высокое содержание магнетита — до 60 %. Ильменита в них находится от нескольких до 36 %, а циркона и монацита 0,5—2 %. Вдоль побережья Индии и Бразилии в россыпях монацита было установлено также высокое содержание U — 0,15—0,4 %. Уран в качестве постоянной примеси входит в состав монацита. На побережье Аляски, в округе Ном в пляжевых песках обнаружены значительные концентрации Pt и Au, которые добываются уже несколько десятилетий.

Прибрежно-морские россыпи возникают не только в настоящее время. Они формировались и в далеком геологическом прошлом. Это подтверждают данные изучения песчаников, в которых наблюдаются слои, переполненные зернами различных тяжелых рудных минералов. Они обнаружены, например, в европейской части СССР. Среди песчинок пустой породы в них заключены многочисленные зерна рутила, ильменита и циркона. Очевидно, в далеком геологическом прошлом прибрежно-морская россыпь была захоронена осадками наступавшего моря и превратилась в погребенную россыпь.

РУДОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Химическое выветривание в чистом виде проявляется в природе редко. Для его развития необходимо сочетание целого ряда

факторов — благоприятных климатических условий и наличия природных соединений, сравнительно легко переходящих в раствор. Необходимо присутствие растворителей и наличие внешних условий, обеспечивающих длительное сохранение и транспортировку растворов с низкой концентрацией металлов на значительное расстояние. Изучение кор выветривания [27] показало, что в природе преобладают месторождения, образующиеся в результате совместного воздействия на горные породы процессов механического и химического выветривания. При размельчении породы и увеличении ее поверхности с породообразующими минералами химически взаимодействуют природные слабоконцентрированные растворы солей, кислот и щелочей. Большое значение для разложения породы имеет воздействие на нее сильного окислителя — кислорода воды и воздуха.

Химическое выветривание породы чаще всего начинается с окисления. Оно происходит неодинаково в различных геологической обстановке и климатических условиях. Обычно этому процессу подвержены соединения Fe, Mg, Ni, Co, Cu, т. е. металлов, сравнительно легко вступающих во взаимодействие с O_2 . Окисляются также соединения Al, Mn и даже Ti. Интенсивно разлагаются также широко распространенные породообразующие алюмосиликаты и силикаты. Слагающие их компоненты — щелочные металлы и даже SiO_2 — переходят в раствор; в некоторых случаях в раствор переходит также и Fe.

В условиях тропического климата, где процессы выщелачивания особенно эффективны, на поверхности земли сохраняются лишь наименее растворимые окислы. К ним прежде всего относятся преобладающие в земной коре соединения Fe и Al. В частности, при выветривании основных и ультраосновных пород, обогащенных кислородными соединениями Fe, последние сохраняются и постепенно накапливаются в слое выветривающейся породы.

Процесс выветривания и интенсивного накопления упомянутых соединений в условиях жаркого и влажного тропического климата получил название *латеритного*. Особенно быстро он протекает при сглаженном рельефе, прежде всего на равнинных участках и широких болотистых низинах. Вода, длительно задерживающаяся на них, способствует растворению силикатных компонентов пород.

При латеритном выветривании пород, богатых Al и сравнительно бедных Fe и SiO_2 , формируются скопления бокситов [27, 30]. Наиболее часто они накапливаются при выветривании сиенитов и нефелиновых сиенитов, но могут возникнуть и при выветривании гранитов, базальтов, сланцев и осадочных глин. Бокситы состоят из трех основных минералов: бёмита $[AlO(OH)]$, гидраргиллита, или гиббсита $[Al(OH)_3]$, диаспора $[Al(OH)O]$, а также других окислов Al и Fe. Промежуточными продуктами между выветривающимися полевыми шпатами и бокситом являются широко распространенные глинистые минералы.

зованных рудах Ni содержится также Co, присутствующий в минерале асболане — $m(\text{Co}, \text{Ni})\text{O} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Различают следующие месторождения остаточных кор выветривания: 1) площадного типа, распространяющиеся на достаточной большой территории в коре выветривания ультраосновных массивов; 2) линейно-вытянутые, или трещинные, протягивающиеся вдоль разрывных нарушений; 3) контактно-карстовые, размещающиеся на контакте выветривающихся ультраосновных пород и известняков.

Месторождения площадного типа отличаются четкими вертикальной зональностью или профилем выветривания. Для него характерно развитие (сверху вниз): 1) горизонта охр неравномерной мощности, состоящих на 50—75 % из гидроокислов Fe и глинистого материала; 2) слоя нонtronитизированного серпентина со скоплениями гарниерита и других минералов Ni и нижней части; 3) выщелоченного серпентина с прожилками магнетита; 4) неизмененных и малоизмененных пород. Никелевая руда (второй слой) состоит из смеси гидроокислов Fe, Al и железистых (нонtronитов) глин, обогащенных Ni и примесью Cr, Co, Mn. Мощность рудного слоя 3—8 м, в некоторых случаях 25—30 м. Площадь слоя изменяется от нескольких до 10 км² и более.

Промышленное значение имеют руды, содержащие не менее 1 % Ni. В некоторых случаях в руде его содержится 2—3 % и более, а также до 30 % Fe и 0—2 % Co. Отношение Ni к Co близко к 10 : 1. Характеризуемые месторождения концентрируют значительные запасы никелевых руд в СССР, на Кубе, в Новой Каледонии, Бразилии и других странах.

Месторождения линейно-вытянутые, или трещинные. Кора выветривания этих месторождений приурочена к зонам крупных разрывных нарушений или зонам трещиноватости, рассекающим серпентиниты. Вдоль этих зон происходило более энергичное выветривание, распространявшееся на большую глубину, в частности, рудные тела прослеживаются на глубину первых десятков метров. Руда представлена каолинизированными и ожелезненными серпентинитами, содержащими минералы Ni. Руды сравнительно богатые. Подобные месторождения встречаются в СССР, Индии, на Кубе и в некоторых других странах.

Месторождения контактно-карстового типа приурочены к тектонически осложненным контактам серпентинитов с известняками. Последние в связи с воздействием на них реакционных поверхностных вод относительно легко растворяются с образованием карстовых пустот, которые заполняются глинистыми продуктами выветривания серпентинитов, сланцев и других пород (рис. 71). В глинах карста образуются налеты и скопления гидросиликатов Ni. Наиболее благоприятными для образования подобных месторождений считаются условия, когда плоскость контакта наклонена и серпентиниты налегают на известняки. Среди месторождений известны как выходящие на дневную по-

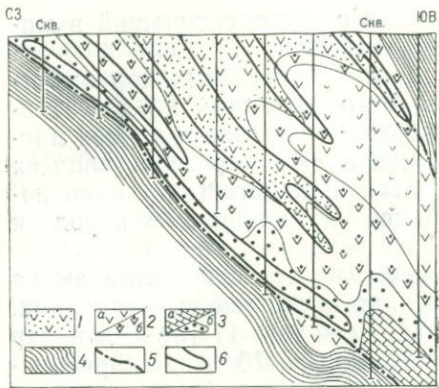


Рис. 71. Развитие линейно-вытянутой никеленосной коры выветривания в глубоких карстовых воронках, образовавшихся в мраморах вдоль их тектонического контакта со сланцами, а также в линейных зонах разложившегося серпентинита, образовавшегося вдоль других разрывных нарушений. Разрез Синарского месторождения (составлен Ф. Сысовым):

1 — окристо-кремниевые никеленосные зоны, возникшие в разложившемся серпентините; 2 — неизменные (а) и разложившиеся (б); серпентиниты; 3 — мраморы (а) и образовавшиеся в них карстовые воронки, заполнившиеся обрушившимся разложившимся серпентинитом, глиной, охрами, кремнистыми соединениями (б); 4 — сланцы; 5 — разрывные нарушения; 6 — контуры никелевых рудных тел

верхность, так и скрытые на глубине. Размеры контактно-карстовых месторождений самые разнообразные. Отдельные из них концентрируют десятки и даже сотни тысяч тонн никеля.

В качестве примера кратко охарактеризуем одно из месторождений Южного Урала. Наиболее интересно Шелеинское месторождение, относящееся к контактно-карстовому типу. Площадь его сложена сланцами, среди которых прослеживается пласт мраморизованных известняков, расчлененных крутопадающими разрывными нарушениями на ряд блоков. Эти разрывы, переходя из мраморизованных известняков в сланцы, быстро затухают. Сланцы и известняки прорваны массивами серпентинитов, согласных со слоистостью. По поверхности пологопадающего разрывного нарушения серпентиниты надвинуты на мраморизованные известняки (рис. 72). В результате возникли благоприятные условия для накопления продуктов выветривающихся серпентинитов в карстовых углублениях мраморов. Накопившиеся раздробленные серпентиниты и тальковые сланцы представляют собой рудную массу. Ni входит в состав различных образований, в частности в кристаллическую решетку серпентинита, остаточный Ni, сорбированный серпентинитом, Ni, изоморфно замещающий Mg в хлорите, тальке и других минералах, образующий самостоятельные минеральные формы (гарниерит и др.), сорбированный глинистыми минералами.

ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ И ВТОРИЧНОГО ОБОГАЩЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Окисление сульфидных месторождений в отличие от условий формирования кор выветривания значительно меньше зависит от климатических условий. В тропических областях этот процесс протекает более энергично. Слабо окисляются руды только в приполярных условиях или в зонах пустынь, т. е. там, где почвенных вод очень мало или они связаны вечной мерзлотой.

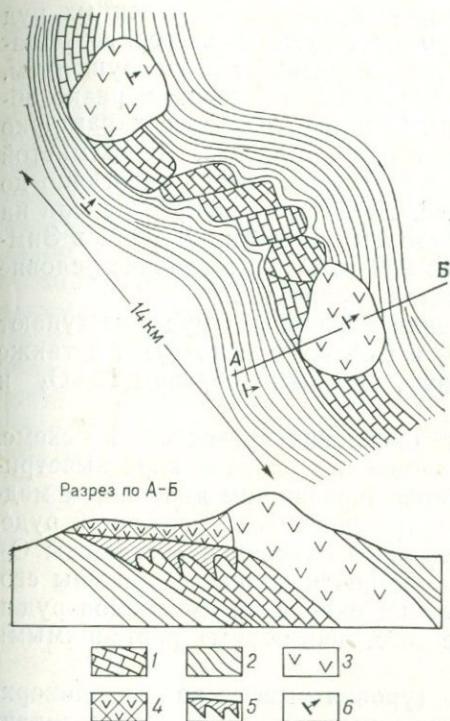


Рис. 72. Геологическая схема Шелинского рудного узла и разрез через главное месторождение силикатных никелевых руд контактно-карстового типа (по Ф. И. Вольфсону и А. В. Дружинину):

1 — мраморы; 2 — сланцы; 3 — серпентиниты; 4 — выщелоченные серпентиниты; 5 — силикатные никелевые руды; 6 — элементы залегания

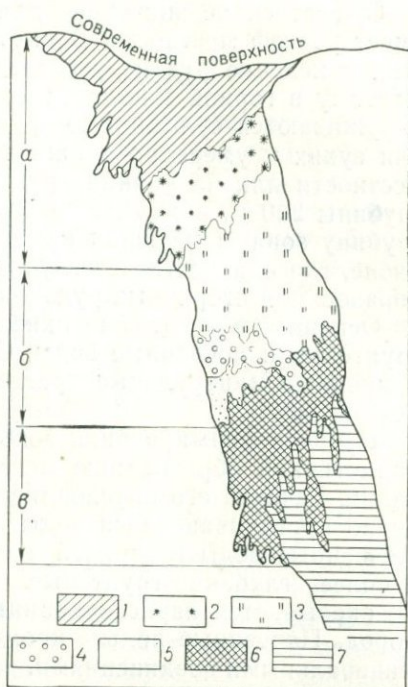


Рис. 73. Схема строения зоны окисления медно-колчеданного месторождения. Разрез через крутопадающее тело медно-колчеданных руд.

Подзоны: а — окисления, б — выщелачивания, в — вторичного сульфидного обогащения; 1 — слой гидросульфатов железа — ярозитов; 2 — слой гидросульфатов железа — ярозитов; 3 — кварцевая или кварц-баритовая сыпучка; 4 — баритовая сыпучка; 5 — гипсовая сыпучка; 6 — вторичные сульфиды меди (ковеллин, халькозин), образующие богатые медные руды; 7 — первичные руды, рядовые по содержанию меди, сложенные пиритом и медьсодержащими минералами — халькопиритом, эннигритом, борнитом.

В процессе окисления непромышленных или убогих по качеству первичных руд нередко образуются скопления сравнительно богатых окисленных и особенно вторичных сульфидных руд. Состав рудных минералов при этом изменяется. Необходимо помнить, что при поисках месторождений очень редко удается обнаружить сульфиды, выходящие на дневную поверхность. Обычно обнаруживаются минералы зоны окисления, по минеральному составу резко отличающиеся от руд, залегающих на глубине. Основываясь на изучении выходов окисленных руд, исследователь должен уметь воссоздать состав первичных руд.

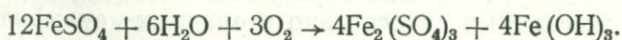
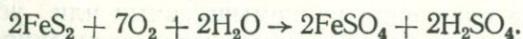
Существенное значение для формирования окисленных руд имеет рельеф местности. В быстро эродирующихся горных областях окисление руд не успевает за их физическим разрушением. Поэтому в горной местности на дневной поверхности нередко обнаруживаются сульфидные руды. Однако это более характерно для сухих и умеренно влажных горных областей. В холмистой местности или на равнине руды окисляются очень энергично до глубины 200 м, а иногда и более. Наиболее распространена на глубину зона окисления на месторождении Аи Лонели в Зимбабве, где она достигает глубины 900 м. Однако главное условие образования вторичных руд — состав первичных.

Основными агентами окисления первичных руд выступают грунтовые и почвенные воды, O_2 и CO_2 воды и воздуха, а также природные минеральные реагенты, главным образом H_2SO_4 и $Fe_2(SO_4)_3$.

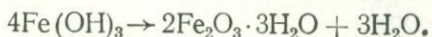
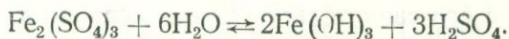
Процесс формирования зоны окисления протекает по схеме, аналогичной образованию металлоносных слоев в коре выветривания. Течение его обуславливается нисходящим движением медленно просачивающейся воды по трещиноватой первичной руде. Почвенные воды в верхней части зоны окисления обогащены O_2 , а более глубокие грунтовые воды почти целиком лишены его. O_2 оказывается израсходованным на окисление минералов руд и пород. Почвенные воды, кроме того, обогащены растворимыми минеральными соединениями.

На уровне нижней границы (уровня выхода вод на поверхность) нисходящее движение почвенных и грунтовых вод заканчивается. Здесь они приобретают боковую циркуляцию и разносят по направлению потока растворенные соединения. Если нижний уровень вод является достаточно стабильным, то глубже него окисление первичных руд не происходит и, следовательно, ниже залегают первичные сульфидные руды. Выше указанного уровня особенно интенсивно окисляются сульфидные руды Cu , Pb , Zn и некоторых других металлов.

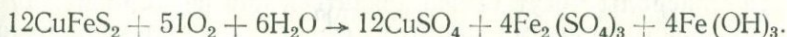
Процесс образования зоны окисления начинается с механического разрушения сульфидных или кварц-сульфидных руд и тут же перерастает в резко преобладающее химическое выветривание. Поверхностные воды, богатые O_2 , окисляют сульфиды Fe — пирит, арсенопирит, пирротин. Процесс окисления происходит примерно следующим образом:



В результате в воде появляются сильные природные реагенты — $Fe_2(SO_4)_3$ и H_2SO_4 . Они значительно ускоряют разложение первичных сульфидов, вызывая появление сульфатов. В дальнейшем $Fe_2(SO_4)_3$ в слабокислых или нейтральных растворах гидролизуются, теряет часть воды и превращается в гидроокись железа.



В результате выходы первичных руд оказываются прикрытыми на поверхности своеобразной «шляпой», состоящей из гидроокислов железа — лимонита, гётита — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и др. Руды «железных шляп» в одних случаях представляют собой коричневые и желтые натеки, корки, губчатые пористые и почковидные образования, в других — землистые массы бурого цвета с характерными беспорядочно разбросанными многочисленными углублениями, напоминающими ячейки, соты, ящички. Лимониты и другие окислы и гидроокислы слагают самую верхнюю часть зоны окисления — *подзону окисления руд* (рис. 73). При водяно-воздушном окислении первичных сульфидов Cu, например халькопирита, протекают реакции, также ведущие к образованию $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ и $\text{Fe}(\text{OH})_3$:



Поэтому на месторождениях Cu и других первичных сульфидных руд, содержащих различные сульфиды Fe, бурые гидроокислы его очень обильны в подзоне окисленных руд. В областях со сравнительно умеренной влажностью в рассматриваемой подзоне наряду с окислами возникает много сульфатных соединений. Главным из них является желтый и буровато-желтый ярозит $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_6$. Обычно слой ярозитов располагается сразу же под гидроокислами Fe. Во влажных областях ярозиты не образуются, так как сульфаты Fe при обилии насыщенных кислородом вод гидролизуются и непрерывно, до самой подошвы подзоны окисленных руд, переходят в гидроокислы.

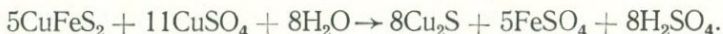
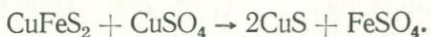
Высвобождающиеся при окислении первичных сульфидов различные металлы — Cu, Zn, Ag, Sb, U, часть Fe и другие — медленно просачиваются вниз в виде слабых растворов сульфатных солей. Поставщиком анионов SO_4^{2-} служат, с одной стороны, слабый раствор H_2SO_4 , выделяющийся в подзоне окисленных руд при гидратации $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, а с другой — слабые растворы сульфатов Cu, Zn, Fe, Ag, Sb, U и других металлов (при наличии их минералов в изменяющихся первичных рудах). В результате через *подзону выщелачивания*, расположенную ниже подзоны окисленных руд, просачиваются нисходящие сульфатные растворы. Они обладают кислой реакцией (pH от 6,5 до 5). Постепенно эти растворы выщелачивают из омываемых первичных руд сульфидные минералы. Последние переходят в растворы и коллоиды и проникают из подзоны выщелачивания далее вглубь, в трещиноватые первичные руды.

На месте первичных минералов в подзоне выщелачивания сохраняется разрушенный, часто сыпучий материал, состоящий из труднорастворимых кварца, барита, сравнительно растворимого гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Гипс является вновь образованным минера-

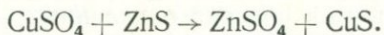
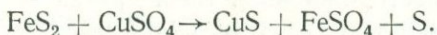
лом. Появление его свидетельствует о завершении нейтрализации слабокислого сульфатного раствора ионами Са, поступающими из вмещающей породы.

Таким образом, в низах подзоны выщелачивания растворы становятся нейтральными либо слабокислыми. Это ведет к формированию другой, ниже расположенной подзоны вторичного сульфидного обогащения или цементации (см. рис. 73). Сульфатные растворы, проникающие в эту подзону, почти лишены кислорода и имеют нейтральную или даже слабокислую реакцию.

Появление «бескислородных» сульфатных растворов приводит к возникновению в подзоне вторичного обогащения восстановительной обстановки и выпадению из растворов новых труднорастворимых сульфидов, например ковеллина и халькозина:



Эти минералы могут также появиться при реакции между широко распространенными пиритом, сфалеритом, блеклой рудой и нисходящими сульфатными растворами меди, например:

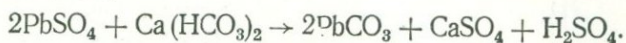


Таким образом, общее количество меди в формирующейся зоне окисления сохраняется. При этом масса металла в зоне вторичного обогащения значительно увеличивается. Концентрация некоторых металлов возрастает иногда в 5—10 раз и более по сравнению с первичными сульфидными рудами. Это в первую очередь относится к Cu, Ag, Cd. В очень небольшом количестве вторичные сульфиды образуют также Pb, Zn, Hg. Над зоной вторичных сульфидов, в слое сыпучки, в повышенном количестве часто концентрируется также Au.

Особенно важное промышленное значение приобретают вторичные сульфиды Си в прожилково-вкрапленных месторождениях, так называемых медно-порфировых рудах, имеющих крупные запасы и обрабатываемых карьерами. Содержание меди в первичных рудах обычно изменяется от 0,3 до 1%. В зоне вторичных сульфидов мощностью иногда до 80 м концентрация меди составляет 1—1,5%. В настоящее время на этих месторождениях глубокими карьерами разрабатывают также и первичные руды.

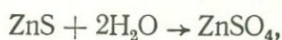
Зона окисления руд различных металлов формируется неодинаково в зависимости от условий. Если руды Cu, Pb, Zn, Sb, U, Ag, Au содержат довольно большое количество пирита или других сульфидов Fe, то над ними всегда оказывается развитой «железная шляпа». Однако при окислении свинцово-цинковых руд, представленных в основном галенитом и сфалеритом, поведение этих минералов в зоне выветривания различно. При окислении галенита образуется труднорастворимый PbSO_4 — англезит, который наподобие рубашки, окружает зерна галенита и рез-

ко замедляет его дальнейшее окисление. Однако при залегании руд Pb в известняках PbSO₄ постепенно растворяется под действием карбонатсодержащих вод и переходит в труднорастворимый церуссит — PbCO₃:

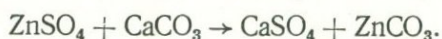
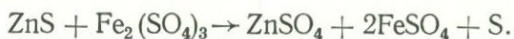


Церуссит накапливается преимущественно в нижней части зоны окисления.

Сульфат цинка в отличие от PbSO₄ очень хорошо растворим, поэтому сфалерит на поверхности не сохраняется. Соединения Zn в сульфатных водах перемещаются в любой геологической обстановке и либо рассеиваются, либо частично проникают в коренные породы глубоко вниз. Они накапливаются в различных карбонатных породах, и прежде всего в известняках, в виде смитсонита — ZnCO₃:



а в присутствии окисляющегося пирита и образующегося Fe₂(SO₄)₃:



ZnCO₃ очень подвижен. В одном литре воды его может быть растворено 366 г. Поэтому соединения Zn могут перемещаться до тех пор, пока не произойдет образование труднорастворимого смитсонита. Например, на месторождениях Ачисай, Такели смитсонитовые руды сконцентрировались на расстоянии 100 м и более от тел первичных руд.

На месторождениях золота зона окисления проявляется над рудами, содержащими повышенное (не менее 5—10 % от общей массы руд) количество сульфидов Fe. Дело в том, что Au очень часто в виде зернышек размером от нескольких до десятков микрометров находится внутри кристаллов пирита, арсенопирита, халькопирита, блеклой руды. При окислении их над первичными рудами Au возникают скопления бурых гидроокислов Fe, а также натёки, землястые и порошковатые массы желто-зеленого скородита — FeAsO₄·2H₂O, образующегося в результате окисления арсенопирита.

При окислении сульфидов золото сначала остается в продуктах окисления — порошковатых скоплениях окислов. Так как они легко механически разрушаются, высвобождающиеся тяжелые золотишки перемещаются вниз. Этому способствуют нисходящие воды, пропитывающие зону окисления первичных руд. Очень мелкие золотишки (размером меньше 0,1 мкм) могут, кроме того, образовывать коллоиды или взвеси и также погружаться в окисленных рудах. Вероятно, очень небольшая часть Au растворяется в сульфатных водах и мигрирует в виде истинных растворов.

Таким образом Au скапливается в нижней части зоны окисления среди кварцевой, кварцево-баритовой или кварцево-гипсо-

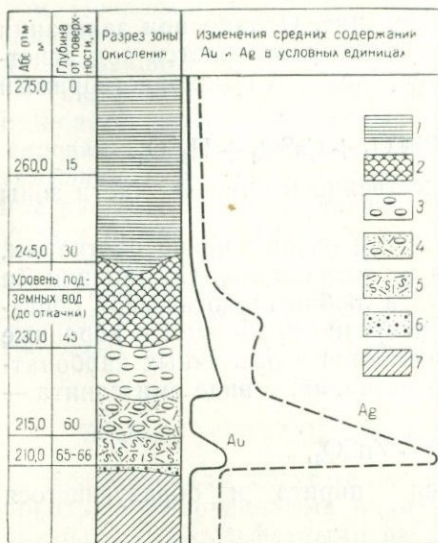


Рис. 74. Строение зоны окисления золотосодержащего колчеданного месторождения, находящегося в сухой жаркой местности (Казахстан). Золото и серебро концентрируются на границе подзон окисленных руд и выщелачивания и на границе подзоны выщелачивания и очень слабо проявленной подзоны вторичного сульфидного обогащения (составлено В. М. Крейтером):

1 — глины; 2—3 — подзона окисленных руд; 2 — бурые железняки (лимонит, гидрогетит и другие гидроокислы железа), 3 — ярозит; 4—5 подзона выщелачивания; 4 — кварц-баритовая сыпучка с ярозитом, 5 — кварцбаритовая сыпучка с серой; 6 — слабо выраженная подзона вторичного сульфидного обогащения — колчеданная сыпучка; 7 — первичные колчеданные руды

вой сыпучки (рис. 74), а также в верхней части подзоны вторичного обогащения. Концентрация его иногда возрастает в несколько раз по сравнению с первичной рудой. Нередко под окисленными выходами сульфидно-кварцевых жил (где Au устанавливалось в количестве первых граммов на тонну), не имеющих промышленного значения, выявляются участки достаточно богатых промышленных руд с содержанием 10—20 г/т и более.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Источником металлов в инфильтрационных месторождениях служат их слабо растворимые соединения, заключенные в рудных корах выветривания, подвергающихся дальнейшему химическому разложению. При благоприятных условиях слабометаллоносные растворы вместе с поверхностными водами могут погружаться до водоупорных горизонтов, а затем двигаться вдоль них. Пройденное ими расстояние измеряется сотнями — многими тысячами метров.

Естественно, что транспортироваться на значительное расстояние могут вещества, которые длительное время удерживаются в растворителе. Выпадают же они при резкой смене физико-химической обстановки, и прежде всего при изменении кислотности и щелочности растворов и их химического состава. Это происходит при смене петрографического состава пород, через которые воды просачиваются, либо при значительном изменении температуры и скорости просачивания. В настоящее время установлено, что в раствор может перейти достаточно ощутимое количество соединений некоторых металлов. Так, А. И. Германов установил,

что концентрация U в подземных водах некоторых районов в 10 раз больше, чем в окружающих породах. Опыты А. И. Перельмана подтвердили, что растворы соды Na_2CO_3 в присутствии 5 %-ной $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ могут выщелачивать и извлекать из породы до 40 % U, содержащегося в ней в обычных кларковых концентрациях. Помимо U, достаточно легко переходят в природные сильно разбавленные растворы такие металлы, как Cu, V, Fe. Образующиеся руды накапливаются, как правило, в новых условиях, благоприятных для осаждения труднорастворимых рудных минералов. Это соединения другого состава сравнительно с минеральными видами, подвергшимися выщелачиванию и растворению. Месторождения, образующиеся при разгрузке грунтовых вод, мигрирующих сверху вниз и частично в горизонтальном направлении, называются инфильтрационными. Примером их могут служить хорошо изученные месторождения руд U.

Образование инфильтрационных месторождений урана

Установлены месторождения трех типов. К первому из них относятся месторождения, образующиеся в самой верхней выветривающейся части породы, расположенной вблизи почвенного слоя, богатого разложенными органическими остатками. Ко второму типу относятся месторождения, возникающие в прослоях угля либо пород, обогащенных битумами нефтяного происхождения. Некоторые из них могут формироваться на глубине до нескольких сотен метров. К третьему типу относятся месторождения, также возникающие довольно глубоко под землей, в участках разгрузки урансодержащих напорных вод древних артезианских бассейнов. Перечисленные типы месторождений, получивших наименование гидrogenных [1, 6], приобрели большое промышленное значение в связи с освоением технологии переработки их бедных руд.

Важнейшим условием их возникновения является устойчивость растворимых соединений U в близповерхностных условиях, т. е. при низких температурах, давлении и невысоком суммарном содержании солей в растворах. Обычно растворимые соединения U представлены карбонатными гумусовыми (т. е. природными органическими), реже сульфатными комплексами. Как правило, они разрушаются в условиях существенно высокой окислительной обстановки или в результате катионного обмена и сорбции.

В США находится урановое месторождение Шайнарамп. В геологическом прошлом на рудоносной площади были развиты многочисленные русла, образующие дельту древней реки. По-видимому, отдельные русла были в значительной степени перегорожены потонувшей растительностью, которая интенсивно разлагалась в условиях жаркого климата и плохой фильтрации воды. Воды реки приносили гальку, песок и глинистые частички, отлагавшиеся в дельте. Из них образовались конгломераты, песчаники, аргиллиты, которыми оказались сложены донные отложе-

ния древней реки (рис. 75). Наряду с аллювиальным осадком приносились растворимые соединения U. Они фильтровались через донные отложения и высаживались на обугливающиеся растительных остатках в результате восстановительных реакций между ними и раствором. Отлагались ванадаты, фосфаты и арсенаты U, а также сернистые соединения некоторых металлов. В процессе формирования месторождения Шайнарамп поверхностные ураноносные растворы транспортировались на многие километры.

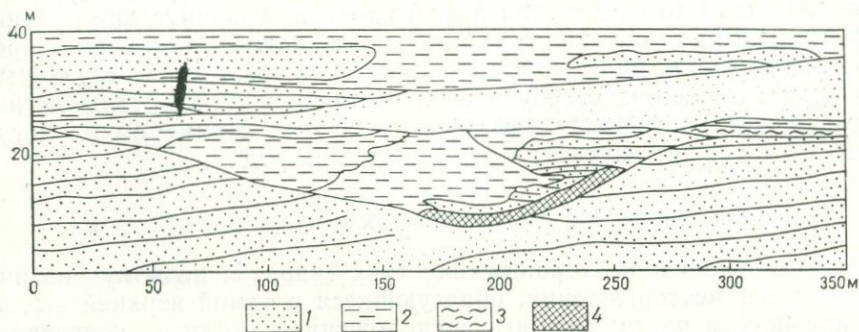


Рис. 75. Разрез через инфильтрационное месторождение урана и ванадия в районе Шайнарамп (США), залегающее в песчаниках древнего русла реки. Месторождение образовано из слабоураноносных речных вод, просачивающихся через донные осадки, содержавшие захороненные «восстановители» — углефицированные стволы и ветви деревьев и другие растительные остатки. Линии, обозначенные в пределах некоторых слоев пород, — следы косой слоистости (разрез составлен Р. Д. Трайсом):

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — тонкорассланцованные глинистые породы; 4 — ванадиево-урановые руды

При формировании других месторождений урана в США, и в частности Гранс-Лагуна и Гас-Хиллс, по мнению американского геолога Г. Адлера, ураноносные растворы сульфатного состава перемещались на значительно меньшее расстояние. Они просачивались вдоль границы грунтов и нижележащей разрушенной коренной породы. Распространялись растворы до участков грунтов, обогащенных органикой и бактериями, усваивающими серу. Бактерии переводили серу в сероводород и одновременно разрушали комплексные соединения U. Процесс, протекавший несколько тысячелетий, в конечном итоге привел к накоплению промышленных запасов урановых руд.

Образование рассматриваемых инфильтрационных месторождений урана *первого типа* часто происходит в результате выпадения соединений этого металла при ионно-обменных реакциях и сорбции (т. е. поглощении вещества независимо от его молекулярной природы) углеродсодержащим веществом или битумами. Последние обычно возникают при разрушении нефтяных месторождений. Естественно, что для образования промышленных месторождений U необходимо наличие пород с несколько повы-

шенным содержанием его. Именно они служат источником формирующихся руд.

Ископаемая слабообугленная древесина бурого цвета, сохранившая анатомическое строение растительных тканей, называемая лигнитом, а также торф способны извлекать до 98 % U из сульфатного раствора, который просачивается через эти минеральные образования. Наилучший сорбент — рыхлое органическое вещество с большой поверхностью. Поэтому органические остатки в древних лагунах и болотах накапливают урановую смолку — $UO_2 \cdot UO_3$, ураноорганические соединения и минерал шрекингерит — $NaCa_3(UO_2)(CO_3)_3 \cdot (SO_4)F \cdot 10H_2O$, соединения Ge и некоторых TR. Эти же минералы образуются и в ископаемых торфах, залегающих во впадинах древнего рельефа. Урановые залежи образуются в местах выклинивания (окончания) пластов бурых углей, которые служат сорбентами и восстановителями U. Поэтому инфильтрационные месторождения урана первого типа часто образуют сложные извилистые залежи, повторяющие в плане контуры болот и оврагов древнего рельефа (рис. 76).

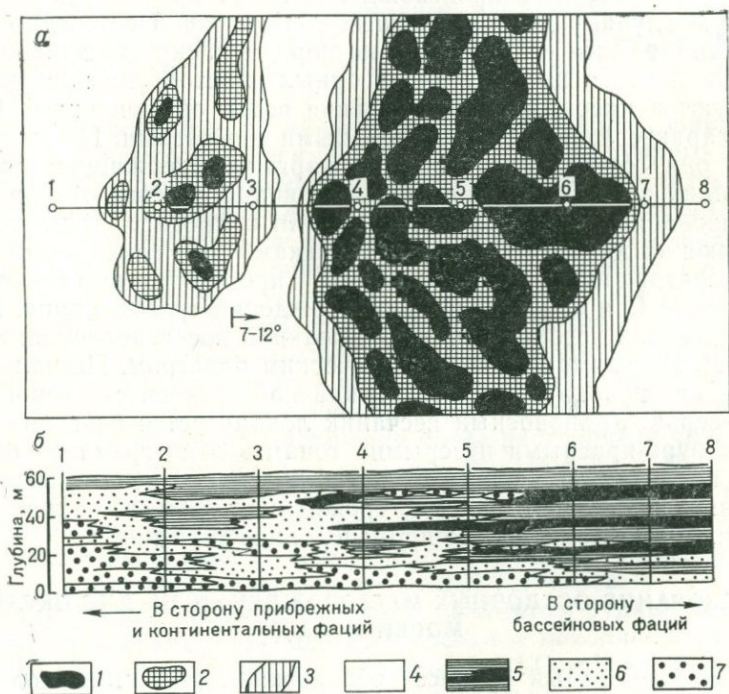


Рис. 76. Инфильтрационное месторождение урана, образовавшееся в пластах бурого угля болотного происхождения, залегающих среди глинистых пород (по В. И. Данчеву и др.):

а — расположение и форма урановых залежей в плане, обнаруженных буровыми скважинами 1—8; б — разрез ураноносных отложений; 1, 2, 3, 4 — концентрации урана, начиная от высоких значений до фоновых; 5 — ураноносный пласт бурого угля и угленосные глинистые породы; 6 — песчаники; 7 — конгломерат

Высококачественные угли и антрацит «очищены» метаморфическими растворами от примесей урана и TR, и содержание этих металлов в них невелико.

Ко *второму типу* относятся инфильтрационные месторождения U, представляющие собой неправильные, сложноизогнутые рудные залежи, расположенные среди битуминозных и нефтеносных пород. Содержание U_3O_8 , входящего в состав урановой смолки и минерала коффинита — $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$, составляет 0,2—0,25%. Выделялись они из ураноносных растворов в нефте- и битуминозных породах, вдоль границы соприкосновения нефти и воды. На границе этих жидкостей устанавливаются восстановительные условия, которые приводят к ионно-обменным реакциям между растворами и битумами и образованию труднорастворимых соединений U.

К *третьему типу* принадлежат инфильтрационные месторождения U, формирование которых связано с появлением ураноносных артезианских напорных вод. По трещиноватым и пористым породам (например, грубозернистые песчаники) ураноносные растворы поверхностного происхождения могут проникнуть на очень большую глубину до водоупорных горизонтов. Постепенно здесь они скапливаются и под тяжестью пород мигрируют в понижения рельефа и места выхода водоупорных пластов на поверхность. Образуются напорные артезианские воды, обогащенные U. Эти воды характеризуются окислительными свойствами. По пути движения они окисляют железо- и марганецсодержащие породы. Песчаники при этом окрашиваются в яркие красные тона в связи с образованием гидроокислов Fe, Mn и ярозита. При встрече окисляющих напорных вод с песчаниками или глинистыми породами, содержащими S и сульфиды, происходит восстановление соединений U и образование месторождений третьего типа. Полоса, в пределах которой протекают реакции восстановления, названа А. И. Перельманом [6] геохимическим барьером. Песчаная или глинистая порода из бурой и красной становится серой или темно-серой. Ураноносный песчаник локализуется на границе пород с буро-красными и серыми тонами. Эта граница обычно очень неровная. U распределен в руде крайне неравномерно, но поскольку запасы его на месторождениях третьего типа очень велики, они имеют большое промышленное значение.

ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ДНЕ ОКЕАНОВ, МОРЕЙ И ОЗЕР

Рассматриваемый процесс образования руд металлов представляет собой накопление пластов рудного вещества вместе с осадочным материалом на дне открытых водоемов. Наиболее важное значение при этом имеют *окислительно-восстановительные реакции*, протекающие между растворимыми соединениями, заключенными в водах водоемов, и сильно разбавленными истинными или коллоидными растворами, поступающими из рек и

ручьев (химическое осаждение). В. В. Щербина пришел к заключению, что в результате таких реакций в угленосных осадках образуются руды Ge, U и Mo, а также осаждаются труднорастворимые соли фосфатов и сульфатов, в том числе SrSO_4 — целестина.

Очень широко в прибрежных частях морей, озер и даже в болотах происходит *коагуляция коллоидных растворов*, транспортирующих соединения Fe, Mn, Al и, по мнению некоторых геологов, Си. Осадочные месторождения первых трех металлов имеют важное промышленное значение. Сначала металлы переносятся в виде сильно разбавленных растворов различных солей (и других соединений) почвенными водами. В большинстве случаев — это истинные растворы или коллоиды (состоящие из растворителя — воды и взвешенных в ней тонкораспыленных частиц диаметром от 0,0001 до 0,000001 мм). Во время транспортировки заметная часть соединений переходит во взвеси — более крупные твердые частички размером обычно 0,01—0,001 мм. В таком виде они мигрируют вплоть до крупных водных бассейнов. Металлы заимствуются из кор выветривания или из окисляющихся руд.

Транспортироваться на значительное расстояние могут вещества, которые длительное время удерживаются в растворителе. Такими веществами являются соединения Al, Fe, Mn, U, Sn, Ge, Mo.

После образования на дне водоема насыщенного водой ила (обычно состоящего из смеси частичек породы и рудного вещества), он многократно изменяется, пока не превратится в твердую породу. По мнению академика Н. М. Страхова, первоначально происходит уплотнение ила и оживление деятельности живущих в нем бактерий. Они разрушают органические вещества и в верхней части ила, насыщенного водой, скапливаются газы — CO_2 , H_2 , NH_3 . Свободная CO_2 реагирует с CaCO_3 и переводит его в раствор в виде $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Параллельно с этим образуется $(\text{NH}_3)_2\text{CO}_2$. Все это повышает щелочность иловых растворов и ведет к переходу всех гидроксидных соединений, особенно Fe и Mn, в закисную форму. Закисные же соединения более растворимы, чем окисные, и они обогащают иловый раствор. Вместе с Fe и Mn в иловый раствор переходят попутно захваченные элементы, в том числе некоторые цветные металлы. Рассмотренный процесс получил название *диагенеза*. В этот период возникают предпосылки для образования осадочных руд различных металлов.

Наряду с химическим осаждением различных рудных веществ в лагунах и заливах происходит интенсивное *накопление взвесей* разнообразных соединений, и в частности $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, поступающего с водами ручьев и рек. В сравнительно замкнутых водах лагун эта взвесь начинает осаждаться. По отношению к древней береговой линии осадочные месторождения гидроксидов Al, гидроксидов и оксидов Fe и Mn располагаются последовательно. Недалеко от береговой линии накапливаются пласты бокситов, а дальше, на большей глубине — гидроксиды Fe и, наконец, еще

глубже — осадочные руды Mn. Отложение руд Al, Fe и Mn происходит на глубинах, не превышающих 200 м.

Главная руда Al — боксит. Это порода, состоящая из смеси диаспора $Al(OH)_3$, бёмита $AlO(OH)$ и гидраргиллита — $Al(OH)_3$, содержащая также гидроокислы Fe, опал (SiO_2), сидерит и другие минералы. Содержание Al_2O_3 в промышленных бокситах не должно быть ниже 45 %, а соотношение $Al_2O_3 : SiO_2$ не менее 2,6.

Формирование алюминиевых (бокситовых) руд. Поступление Al в морские бассейны осуществляется в виде тонкораспыленной (тонкодисперсной) взвеси гидроокислов типа $Al_2O_3 \cdot nH_2O$. Устойчивость ее в морской воде ограничена. Она не может мигрировать далеко от береговой линии. Однако пласты бокситов протягиваются на сотни километров. Вероятно, взвесь $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ приносится в прибрежную часть моря в основном не крупными реками, а водами многочисленных ручьев.

Пласты боксита обязательно залегают на размытой поверхности каких-либо пород, очень часто известняков, накопившихся в мелководных бассейнах. Размыв свидетельствует о том, что накоплению бокситов предшествовало поднятие прибрежно-морского района. При выходе на дневную поверхность известняки выветривались, частично растворялись. Образовывалась закарстованная поверхность, как это наблюдается в настоящее время в юго-западной части Хорватии (Югославия). Источником Al служат примыкающие к известнякам алюмосиликатные породы, обогащенные его окислами. Эти породы подвергались латеритному выветриванию с образованием бокситоносной коры. Продукты выветривания накапливались, как правило, в более повышенных частях прибрежного района.

Даже при небольшом опускании прибрежной территории море быстро затопляло карстовую поверхность известняков. Бокситоносная кора выветривания разрушалась поверхностными агентами, включая морской прибой. В результате в море в обилие поступала взвесь мельчайших частиц $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ и других соединений. Попадая в прибрежные части морского бассейна, эти взвеси сортировались и некоторое время транспортировались морской водой, удаляясь от береговой линии. Затем они откладывались на морском дне, которое представляло собой затопленную карстовую поверхность известняков. Поэтому подошва бокситовых пластов очень неровная, с прихотливыми границами.

Таково строение пластов бокситовых руд, например, на Северо-Уральских бокситовых рудниках — СУБР (рис. 77). На рисунке показаны выступы поверхности известняков палеозойского возраста, которые представляли собой островки в период накопления бокситов, в пластах образовались пустые «окна», которые иногда занимают 20—30 % площади пласта. Отложение боксита без перерыва в осадконакоплении сменялось образованием известняков, поэтому верхняя граница бокситовых пластов ровная.

В нижней части пластов развита осадочная рудная брекчия, состоящая из обломков известняка, сцементированных бокситом.

Выше залегают красные неслоистые плотные либо «бобовые» бокситы высокого качества, сменяющиеся серыми слоистыми бокситами и каолиновыми глинами с прослоями пиролюзитовых руд. Высшие сорта бокситов СУБР содержат $\sim 50\%$ Al_2O_3 , низшие —

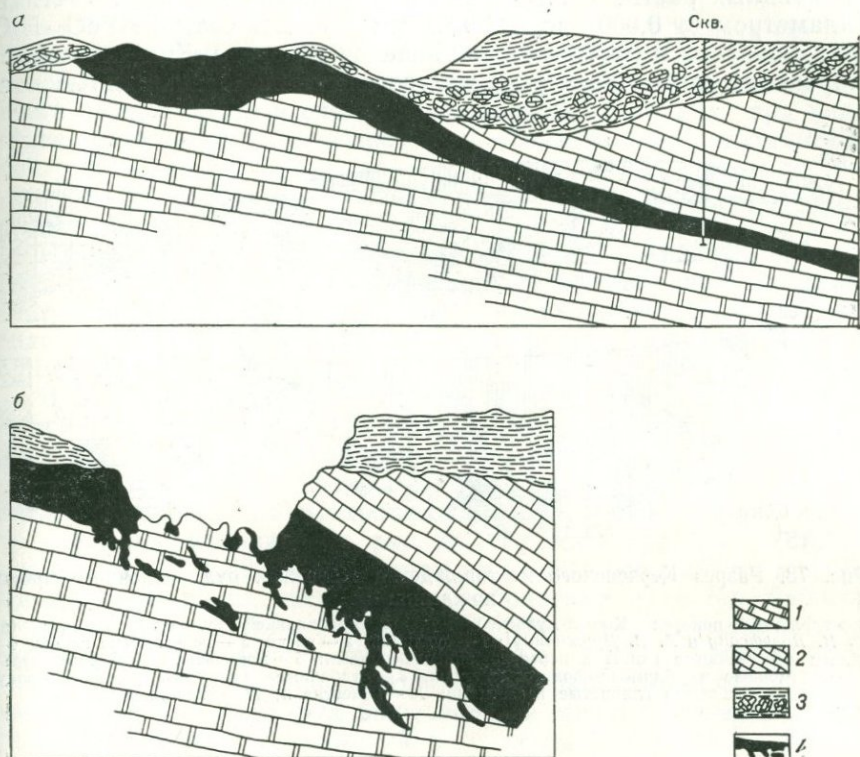


Рис. 77. Пласт бокситов осадочного происхождения (а) и строение его подошвы (б). Месторождения СУБР (разрезы) (по А. В. Пейве):

1 — светло-серые известняки, подстилающие бокситовый пласт; 2 — известняки, согласно покрывающие бокситы и образовавшиеся после них; 3 — кора выветривания известняков — глина со щебнем известняка в основании; 4 — пласт боксита и мелкие стяжения бокситов под подошвой пласта

27%. Красные неслоистые бокситы — 48—70% Al_2O_3 , 4—15% SiO_2 , Fe — до 30%. В состав руд входят бёмит и диаспор, силикаты и окислы Fe и некоторые другие минералы. Богатые Al красные бокситы накапливались совместно с гидроокислами Fe в больших промоинах известняковой поверхности. Пестрые и яшмовидные бокситы осаждались на более ровных и наклонных участках морского дна.

Таким образом, бокситы осадочного морского происхождения являются продуктами кор выветривания, переотложенными морем. Содержание Al в них часто не достигает промышленных значений. Перемыв таких кор и сортировка материала приводят

к осаждению осадка, более богатого Al, и к возникновению сравнительно богатых бокситов морского происхождения.

Образование месторождений железных руд. Соединения Fe поступают в водоемы в виде сильно разбавленных коллоидных растворов. В последних тонкораспыленные частицы (диаметром от 0,0001 до 0,000001 мм) имеют состав $HFeO_2 \cdot H_2O$ в слабокислой и $Fe(OH)_3$ в слабощелочной среде. Как и при формировании бокситовых руд, железосодержащие коллоидные рас-

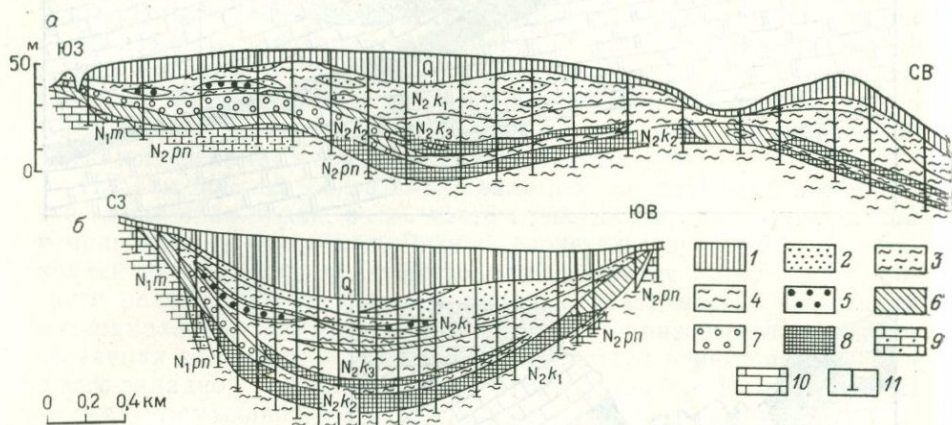


Рис. 78. Разрез Керченского месторождения железных руд осадочного происхождения:

а — вдоль, б — поперек Кызыл-Аульской мульды, вмещающей рудоносный пласт (по Ф. И. Вольфсону и А. В. Дружинину); 1 — суглинки; 2 — пески; 3 — песчаные глины; 4 — глины; 5 — песчаные глины с переложенными рудами; 6 — коричневые оолитовые руды; 7 — обломочные и обломочно-оолитовые руды; 8 — «табачные» оолитовые руды; 9 — ракушечные глинистые известняки; 10 — известняки; 11 — скважины

творы переносятся в морские бассейны преимущественно мелкими реками и ручьями, эродирующими латеритные коры выветривания, развившиеся по изверженным породам основного состава.

Запасы руд прямо зависят от количества поступающих железосодержащих коллоидных растворов. Если они приносились в лиманы, заливы и дельты водными потоками, размывающими железосодержащие коры выветривания, покрывающие перидотиты, базальты, габбро, диабазы, то масштаб образующихся месторождений оказывался достаточно крупным. Например, такие месторождения осадочных руд Fe, как Керченское, Чокусинское, Аятское, сложены пластами руд (рис. 78), вытягиваются на многие десятки километров, иногда достигают 100 км. При этом мощность слоев железных руд изменяется от метров до первых десятков метров.

Руды отличаются характерным внешним обликом. Они состоят из сцементированных шариков и округлых образований, напоминающих горошины и бобы. Поэтому руды Fe осадочного проис-

хождения нередко называют оолитовыми. Сложены они лимонитом, гидрогётитом— $\text{Fe}(\text{OH})\text{O}\cdot\text{H}_2\text{O}$, гётитом, гидрогематитом— $\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot\text{H}_2\text{O}$ и гематитом. Эти окислы Fe осаждались в древних водоемах на сравнительно небольшой глубине, по-видимому, до 100 м. Глубже преобладают минералы, содержащие Fe, SiO_2 и Al. Это вызвано тем, что осаждающийся в море ил только вначале имел состав $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Затем, как и другие осадки, он уплотнялся и преобразовывался. В мелких водах, богатых O_2 , ил в конечном итоге превращается в оксиды. На больших глубинах при недостатке свободного O_2 железистый ил «связывается» с кремнистым коагулятом. Поэтому, начиная со 100 м и глубже, руды состоят уже из алюмосиликатов Fe—шамозита $\text{Fe}_4\text{Al}(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_6\cdot n\text{H}_2\text{O}$ и тюрингита $\text{Fe}_7(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{Si}_5\text{Al}_3\text{O}_{20})$.

При поступлении в морские закрытые бассейны бикарбонатных растворов совместно с коллоидными и при наличии органики (параллические бассейны) на значительных глубинах отлагался сидерит. Это легкоплавкие железные руды, нашедшие широкое применение в металлургии.

В качестве типичного примера рассмотрим месторождения морских осадочных железных руд Керченского п-ова. Рудоносная площадь сложена пластами верхнетретичных глин, переслаивающихся с песками. Эти породы смяты в пологие складки с падением крыльев $10\text{--}15^\circ$. Сохранились они только в синклинальных прогибах или мульдах (см. рис. 78). Толщина рудного пласта изменяется от 2 до 30 м. В основном он сложен оолитовыми рудами, сцементированными оксидами и карбонатами Fe и Mn, баритом и некоторыми другими минералами. Наиболее высококачественными рудами являются так называемые «коржи». Это плотные оолитовые руды Fe, сцементированные оксидами Mn. Большая часть промышленных руд включает два минералогических типа: гидрогётитовый («коричневый») и гидрогётит-лептохлорит-нон-тронитовый («табачный»). Меньшее значение имеют другие типы. Содержание Fe (%) в промышленных рудах 20—51, Mn 0,1—11, P 0,4—1,5 и S 0,01—0,6.

Условия образования осадочных месторождений марганца. По сравнению с Fe соединения Mn обладают еще более высокой подвижностью и способностью перемещаться на значительные расстояния, так как гидроксиды этого металла типа $\text{Mn}_x\text{O}_y\cdot n\text{H}_2\text{O}$ и карбонаты более растворимы и устойчивы в водной среде. Поэтому в водных бассейнах соединения Mn переносятся дальше от древней береговой линии и выпадают в виде осадка на глубинах обычно более 100 м. Вместе с ними в осадке накапливаются уже не песчаники, как это характерно для руд Fe, а более легкие глинистые частички. В результате совместно с соединениями Mn откладываются глинистые и известковые илы и слои марганцевых руд чередуются с глинистыми сланцами и известняками.

В связи с более дальней миграцией процесс накопления марганцевых соединений носит прерывистый характер. Поэтому слои

марганцевых руд обычно (сравнительно с рудами Fe) имеют меньшую площадь, протяженность и мощность. Последняя изменяется от первых сантиметров до 50 см. В некоторых рудных полях выявляется до 10—15 залегающих друг над другом пластов осадочных марганцевых руд, чередующихся со сланцами и известняками. На глубине около 100 м Mn накапливается преимущественно в виде псиломелана и пиролюзита. На больших глубинах в связи с недостатком кислорода образуется манганит — $MnO(OH)$, а на глубинах 150—200 м — родохрозит — $MnCO_3$.

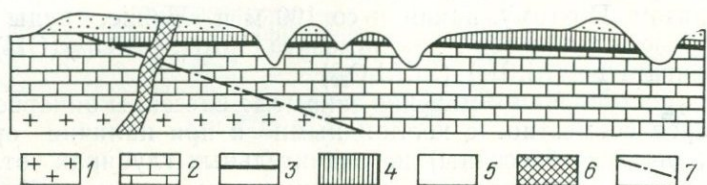


Рис. 79. Разрез Чиатурского месторождения марганцевых руд осадочного происхождения (по А. Г. Бетехину):

1 — кварцевые порфиры и их туфы; 2 — известняки; 3 — окисные и подчиненные им карбонатные руды марганца; 4 — песчаники; 5 — пески и глины; 6 — порфириды; 7 — сброс

Иногда с ним ассоциирует пирит. Образование FeS_2 свидетельствует о господстве на глубине 200 м восстановительных условий в полузакрытых морских бассейнах (заливах).

Различают месторождения Mn, возникающие на континенте и на дне морей. Основное практическое значение имеют вторые. Типичными примерами промышленных осадочных морских месторождений являются Чиатурское в Грузии и Никопольское в УССР.

Чиатурское месторождение получило мировую известность из-за высокого качества руд и крупных запасов. Местность в районе месторождения представляет собой высокое плоскогорье, изрезанное ущельями глубиной до 250 м. Примерно 50 % рудоносной площади смыто р. Квиролой и ее притоками. Рудоносный горизонт подстилают песчано-глинистые и кремнистые породы палеогена мощностью около 150 м, а сам он залегает на меловых известняках. Мощность рудоносного горизонта 12 м. Он состоит из 3—15 рудных пластов (рис. 79), переслаивающихся с рыхлыми кремнистыми слоями. Толщина рудного прослоя, взятого в отдельности, изменяется от нескольких сантиметров до 50 см. Суммарная мощность 4—5 м. Нижние прослои, сложенные преимущественно пиролюзитом, имеют главное промышленное значение.

Руды оолитового строения. Размер отдельных оолитов изменяется от 1 до 8 мм. Они сцементированы опалом и обломками кварца и полевого шпата. Содержание Mn в рудах изменяется от нескольких до 30 %. Руды малофосфористые, P менее 0,29 %. Верхние рудные прослои сложены карбонатными (манганкальцит $(Ca, Mn)CO_3$, родохрозит $MnCO_3$ и др.) и окисленными карбонатными рудами. Несмотря на относительно высокое содержание

в них Mn (от 6 до 30 %), они характеризуются сравнительно высокой концентрацией P (0,3 % и более), а также SiO₂ (до 25 %). Качество рассматриваемых руд значительно ниже первичных окисных. Исследователями высказано предположение, что источником Mn при образовании Чиатурского месторождения служил расположенный вблизи него Дзирульский гранитный массив, подвергавшийся размыву в кайнозойское время.

В последнее время все большее внимание исследователей начинают привлекать *железистые и марганцевые конкреции*, формирующиеся на дне открытого океана. Эти образования, представленные шариками и шарами диаметром от миллиметров до десяти и редко более сантиметров, находятся на дне Тихого, Индийского, в меньшей мере Атлантического океанов и на отдельных участках почти непрерывным слоем устилают дно. Наиболее мощный слой таких конкреций, как показали работы советских и американских океанологов, находится в Тихом океане между трансформными разломами Кларин и Клиппертон. Конкреции обычно имеют смешанный Fe—Mn состав. В среднем они содержат (%) Mn 29, Ni 1,35, Cu 1,15, Zn 0,15, Mo 0,08, Pb 0,06, V 0,06. Почти все эти металлы находятся в форме окисных и гидроокисных соединений.

Экспериментальная добыча марганцевых конкреций и извлечение из них упомянутых металлов проводятся в Японии и США с глубины около 4—5 км. Запасы металлов огромны. Например, в месторождениях, находящихся на континентах, запасы Co оцениваются 1 млн. т. В марганцевых конкрециях они по приблизительным подсчетам больше в сотни раз.

В водах океана растворены гигантские запасы различных металлов, например Au около 8 млн. т, а Mo 800 млн. т. Однако в настоящее время из морских, а также озерных вод выгодно извлекать только Mg, Li, B, K, Br, причем в основном из полузакрытых бассейнов (заливов, лиманов), где концентрация их в десятки раз выше, чем в открытом море. Здесь, например, соли Mg—MgCl₂·KCl·6H₂O накапливаются в результате очень сильного естественного испарения морской воды.

В некоторых бессточных озерах, содержащих высокоминерализованные воды, помимо упомянутых элементов концентрируется также W (оз. Серлс, США). В озере Сильвер-Пик (шт. Невада) подсчитаны запасы Li в количестве 3,5 млн. т. В конце 70-х годов добыча Li из вод этого озера достигла 8 тыс. т в год.

В Мертвом море, являющемся огромным бессточным озером площадью около 1000 км², запасы солей превышают 43 млн. т, в частности Li — 2,9 млн. т, Rb — 9,6 млн. т. Из рассолов Мертвого моря Израиль добывает более 1 млн. т калийных солей (KCl) и 13,5 тыс. т брома. В ближайшее время планируется организовать извлечение также и Li. Установлены повышенные концентрации многих из упоминавшихся элементов в озерах Чили, Мексики, КНР и других стран.

Возможность существования осадочных месторождений цвет-

ных металлов вызывает большие сомнения. Некоторые исследователи условно относят к ним стратиформные месторождения руд Pb—Zn и Cu. В частности, к ним причисляют месторождения медистых песчаников, которые характеризуются относительно малосернистыми сульфидными рудами. В составе их преобладают халькозин и борнит. Обычно эти месторождения приурочены к пластам алевролитов, песчаников, кварцитов.

Однако Н. М. Страхов показал, что источником руд осадочных месторождений цветных металлов могут быть лишь ранее возникшие эндогенные объекты либо породы, значительно обогащенные этими металлами. Н. М. Страхов подчеркнул, что формирование осадочных месторождений цветных металлов может происходить только за счет многокилометрового переноса рудных соединений в виде истинных растворов, а не взвесей. Однако новейшие исследования показали, что в реках и морях соединения Pb находятся только в виде взвесей. Содержание Pb в морской воде не превышает $3 \cdot 10^{-7}$ %, т. е. в 1 кг морской воды содержится его в 5000 раз меньше, чем в 1 кг горной породы. То же касается Cu и Zn и других металлов.

При окислении коренных руд Pb, Zn и Cu грунтовые воды содержат повышенное количество этих металлов лишь в непосредственной близости от месторождений. Эти расстояния не превышают в пустынных зонах первых сотен метров, а в районах с влажным климатом 2—3 км. Соответственно из коренных месторождений в водные бассейны упомянутые металлы не могут длительно переноситься в сколько-нибудь повышенных концентрациях.

Кроме того, в составе руд Pb, Zn и Cu находятся такие элементы, как Cd, Ge, In, Ta, Re, Te, Se, характерные для гидротермальных месторождений. Все перечисленные признаки дают возможность считать более обоснованной гипотезу о гидротермальном или гидротермально-осадочном происхождении рассматриваемых месторождений.

Глава X

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эндогенные месторождения широко развиты в земной коре, поэтому выявление закономерностей их пространственного размещения способствует значительно более быстрому и эффективному обнаружению новых месторождений с помощью современных мощных технических средств. Естественно, такие месторождения возникли только в тех участках земной коры, где были условия, благоприятные для их формирования.

Закономерности размещения месторождений эндогенного происхождения давно занимали умы передовых геологов всего мира. В последние 15—20 лет исследователями зарубежных стран и особенно советскими геологами был установлен ряд новых важных закономерностей. Оказалось, что они в основном определяются особенностями геологического строения и истории геологического развития крупных территорий и благоприятными условиями проявления тектоники и магматизма. Сочетание на определенных участках пород, складок, трещин, магматических тел, благоприятных для оруденения, представляет собой ту оптимальную геологическую обстановку, в которой образуются руды различных металлов, выделяющиеся из расплавов, горячих растворов и газов.

Проведенными исследованиями установлено, что образование эндогенных месторождений происходит во всех геотектонических сооружениях земной коры — в складчатых системах (Уральская, Тянь-Шаньская, Алтайская, Кавказская и др.), в зеленосланцевых поясах щитов и в отдельных, чаще краевых частях щитов и платформ (Русская, Сибирская платформы, Алданский, Украинский, Балтийский, Канадский щиты и др.). В последнем случае оруденение возникает не на всех площадях платформ и щитов, которые в целом представляют собой стабильные сооружения континентов, а на тех их участках, где возрождается давно затухшая тектоническая и магматическая деятельность — происходят энергичные движения крупных блоков земной коры по существующим ранее древним разломам и формируются новые разрывные нарушения. Именно вблизи или вдоль них нередко внедряются глубинные и близповерхностные магматические тела, образуются вулканические постройки и происходят разнообразные эндогенные рудообразующие процессы. Подобные участки платформ и щитов называют активизированными областями.

Естественно, руды, возникающие в складчатых системах и в областях активизации платформ и щитов, образуются в различной геологической обстановке. Большая часть исследователей, пытающихся выяснить закономерности размещения рудных месторождений в масштабах целых континентов, опирается преимущественно на представления, высказанные советскими учеными Н. И. Архангельским, Н. С. Шатским, М. В. Муратовым, В. В. Белоусовым, В. Е. Хаиным и др. По их данным, геологическая обстановка в процессе формирования месторождений на платформах определялась проявлением в разрезе двух главных геотектонических построек — нижнего структурного яруса, или фундамента, и верхнего, или платформенного, чехла. В бывших геосинклинальных областях, преобразованных в складчатые системы, выделяют три структурных яруса, располагающихся друг над другом. К самому нижнему относят фундамент складчатой системы, к среднему — образованию геосинклинального структурного яруса и к верхнему — орогенного.

Фундамент всегда слагают интенсивно смятые в узкие сжатые и протяженные складки метаморфические породы — гранулиты,

гнейсы, кристаллические сланцы, а также прорывающие их граниты архейского и протерозойского возраста. В молодых складчатых системах, завершивших свое развитие в мезозойское и альпийское время, среди древних пород фундамента могут залегать и палеозойские образования. Чем древнее складчатая система, чем она раньше сформировалась, тем более древними породами сложен ее фундамент.

Во многих складчатых системах среди слоистых осадочных толщ и вулканитов геосинклинального яруса развиты крупные гранитоидные батолиты. Комплекс осадков и вулканитов слабо метаморфизован и располагается на фундаменте с резким угловым несогласием. Он также смят в протяженные складки, крылья которых, однако, наклонены менее круто сравнительно с крыльями складок фундамента — под углом от 40 до 80°. После этапа складкообразования, называемого главным, формирующаяся складчатая система приобретает значительную жесткость и обширные приподнятые участки ее выходят из-под уровня моря. Последующие деформации осуществляются главным образом разрывными нарушениями.

Накопление пород орогенного яруса происходит во впадинах между размывающимися горными хребтами. Поэтому осадки этого яруса обычно представлены обломочными породами — конгломератами, брекчиями, ритмически чередующимися песчаниками и сланцами, угленосными отложениями, а также лавами и туфами наземного и прибрежно-морского происхождения. Чаще они оказываются смятыми в очень широкие складки с пологими крыльями. Образования орогенного структурного яруса прорываются штоками гранитов, диоритов и снитов, а также многочисленными дайками более ранних кислых и пересекающих их основных пород (диабазовых порфиритов). Как правило, вслед за ними формируются руды W—Mo, Cu—Pb—Zn, Cu, Au, Ag, Sb, Hg и др. Формированием орогенного яруса заканчивается жизнь геосинклиналей. На их месте вырастают горы, которые впоследствии разрушаются, обуславливая энергичное проявление экзогенного рудообразования. Геосинклинальная область превращается в молодую платформенную, где образование складок, разрывов, магматическая и связанная с ней рудная деятельность почти целиком прекращаются.

Рудные месторождения эндогенного происхождения могут возникать как в складчатых системах, так и в активизированных участках платформ. Они могут формироваться в периоды образования каждого из перечисленных ранее структурных ярусов, либо в период формирования только последнего структурного яруса, или даже позже — при активизации платформенных областей. В нижнем структурном ярусе (фундаменте) руды обычно размещаются в самых древних метаморфических породах или в прорывающих их древних гранитах. Выше руды образуются в вулканических и осадочных породах геосинклинального яруса, смятых в сравнительно сжатые складки, а также в обломочных и вулкани-

ческих породах самого верхнего для складчатых геосинклинальных систем орогенного яруса, характеризующегося проявлением широких складок с пологопогружающимися крыльями. В первом случае в фундаменте складчатой системы кристаллизация руд из растворов происходит преимущественно на значительной глубине под мощной надрудной толщей (покрышкой древних, в сущности, совсем иных по составу пород, слагающих два вышезалегающих структурных яруса). При формировании руд в орогенном ярусе они чаще образуются недалеко от поверхности. Надрудной толщей в этом случае служат породы, близкие по составу к вмещающим руду.

На платформах месторождения возникают большей частью в древних метаморфических породах фундамента, собранных в очень сжатые узкие складки. Над рудами в момент их формирования располагается, по-видимому, сравнительно тонкая толща горизонтально залегающих пород платформенного чехла. Руды могут возникать иногда и в этих породах, но еще ближе к поверхности земли, существовавшей в процессе их формирования. Большая часть месторождений, образовавшихся в породах фундамента платформ и складчатых систем или в геосинклинальном и орогенном ярусах последних, обнажается из дневной поверхности только потому, что надрудная толща пород за длительное геологическое время оказалась размытой и на современной поверхности «раскрылись» выходы руд глубинного происхождения.

В каждой складчатой системе руды не образовывались сразу в пределах всех трех структурных ярусов (в фундаменте, геосинклинальном и орогенном ярусах). На платформах также очень редко оруденение охватывает одновременно и фундамент, и платформенный чехол, хотя подобные примеры известны. Чаще всего эндогенное оруденение многих металлов формируется в каком-либо одном или изредка в двух структурных ярусах. Это объясняется общим относительно небольшим распространением оруденения по вертикали.

Изучение вопроса о глубине образования гидротермальных месторождений и о распространении их на глубину, проведенное отечественными и зарубежными геологами, показало, что верхняя часть рудных тел формируется на глубине от 300 до 2500 м (иногда 3000 м) от поверхности земли, существовавшей в процессе минерализации. Лишь некоторые тела ртутных руд возникают, не достигая десятков метров до древней поверхности или даже на самой поверхности. Распространение руд на глубину, или, что то же самое, вертикальный размах оруденения, на месторождениях металлов является непостоянным. Величина эта изменяется в широких пределах от первых сотен метров до 4 км. Резкое различие вертикального размаха оруденения прямо зависит от условий залегания пород, слагающих различные структурные ярусы, а также от физико-химических условий переноса и отложения рудного вещества и, возможно, глубины нахождения источника оруденения. На локализацию оруденения влияют физико-

механические свойства вмещающих пород, существенно различающиеся в каждом структурном ярусе, определенное влияние оказывает также температура формирования рудных и сопровождающих их жильных минералов.

Дело в том, что во всех провинциях, несущих эндогенное оруденение, обычно прослеживаются крупные разрывные нарушения, по которым с больших глубин поднимались рудоносные флюиды и растворы. Такие разломы, являющиеся *рудоподводящими* и *рудоконтролирующими*, пересекают, как правило, всю земную кору и достигают поверхности земли. При движении по ним блоков пород происходит приоткрывание их отдельных менее протяженных участков, а также разрывов, расположенных сбоку и сочленяющихся с ними. Такие разрывы приоткрываются или возникают одновременно, синхронно с проникновением растворов из глубин.

Крупные разломы достигали древней поверхности земли. Уже на глубине 1—3 км от нее рудоносные растворы, поднимавшиеся по зонам разломов, смешивались с грунтовыми водами и частью рассеивались. Однако в приоткрытых участках разломов они вступали в реакции с компонентами грунтовых вод (в первую очередь с кислородом) и под своеобразным экраном вод образовывали нередко крупные скопления руд. По-иному процесс протекал по разрывам, расположенным в боках разломов, а также в плоскостях напластования пород. И те и другие непосредственно

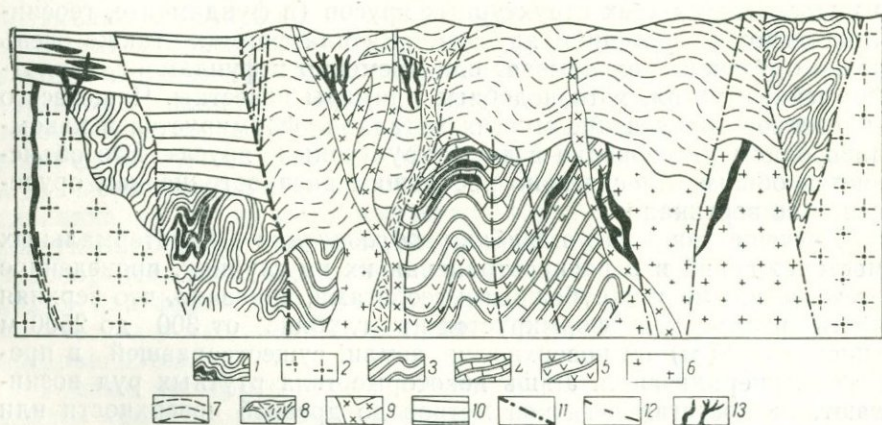


Рис. 80. Размещение гидротермальных месторождений в фундаменте, геосинклинальном и орогенном ярусах складчатой системы (правая часть рисунка), а также в фундаменте и платформенном чехле древних платформ (левая часть) в период рудообразования (принципиальный разрез):

1 — метаморфические породы фундамента; 2 — гранитоиды фундамента; 3 — слоистые терригенные образования геосинклинального яруса; 4 — доломиты и известняки; 5 — метаморфизованные эффузивные породы диабаз-липаритовой формации; 6 — гранитоиды геосинклинального яруса; 7 — слоистые слабометаморфизованные образования орогенного структурного яруса (конгломераты, брекчии, глинистые сланцы, эффузивы); 8 — вулканические аппараты; 9 — штоки и дайки малых интрузий; 10 — слоистые образования платформенного чехла; 11 — крупные разломы, отделяющие складчатые системы от платформы; 12 — другие разломы; 13 — рудные тела гидротермальных месторождений

с земной поверхностью не сообщались. В связи с этим рудоносные растворы, проникавшие в боковые трещины и плоскости напластования, резко замедляли движение. Это приводило к более длительному и интенсивному взаимодействию этих растворов с вмещающими породами и в конечном итоге — к рудоотложению.

Форма рудных тел также прямо зависит от того, в каких структурных ярусах они образовались. В частности, в породах фундамента и геосинклинального структурного яруса, подвергнутых задолго до оруденения интенсивному смятию в складки, возникают метасоматические рудные тела пластовой формы, повторяющие форму складок. В массивных (обычно магматических) породах, в любых структурных ярусах рудные тела формируются в полостях трещин и сравнительно непротяженных разломов. Они представляют собой трещинные жилы, часто выполненные сплошными богатыми рудами (рис. 80). Нередко возникают также вкрапленные руды, слагающие минерализованные зоны. Существенно различаются внутреннее строение рудных тел и формы выделения минералов в рудных телах, залегающих в различных структурных ярусах. По-разному также выклиниваются (заканчиваются) рудные тела по восстанию и падению.

Все упомянутые характерные особенности условий залегания и внутреннего строения рудных тел эндогенного происхождения детально рассматриваются при сопоставлении условий локализации руд в различных структурных ярусах.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ШИТАХ И ФУНДАМЕНТЕ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ И ПЛАТФОРМ

В пределах архейских щитов, в фундаменте складчатых систем и платформ, сложенном толщами архейских и протерозойских пород, контроль оруденения региональными разломами проявляется достаточно своеобразно. Прежде всего разломы имеют очень длительную историю развития. Некоторые из них, судя по абсолютному возрасту древнейших изверженных пород, залечивающих их полости, были заложены более 2,6—3,5 млрд. лет назад, например в пределах Южно-Родезийского щита. Позднее вдоль таких разломов неоднократно возобновлялись перемещения. Оруденение, распространенное вдоль этих нарушений, имеет чаще архейский и протерозойский возраст, но иногда датируется 100—150 млн. лет, как это оказалось для объектов Pb—Zn—Ag, локализованных в протерозойском фундаменте Северо-Американских Кордильер, сформировавшихся в мезозое.

Особенность рудоконтролирующих разломов в период оруденения состоит в том, что в ряде рудоносных провинций они были перекрыты слоистыми толщами слабометаморфизованных осадков или вулканитов и не сообщались (или были сравнительно слабо связаны) с поверхностью земли. В связи с этим крупные разломы в зеленосланцевых поясах щитов, в фундаменте платформ и складчатых систем не только служили каналами, по которым про-

никали растворы из глубинных очагов, но иногда в них локализовались рудные тела. Они имеют значительную протяженность и иногда с перерывами прослеживаются по простиранию на 10—30 км и более. Оруденение характеризуется значительным вертикальным размахом, достигающим, по-видимому, 4 км и более (см. рис. 80). В частности, максимальный вертикальный размах гидротермального оруденения установлен для золоторудного месторождения Колар, размещающегося в архейских метавулканитах зеленосланцевого пояса Индостанского щита (Индия).

Такое значительное распространение оруденения по вертикали, видимо, обусловлено образованием в зонах долгоживущих и многократно подновляющихся разломов протяженных и глубоко распространяющихся полостей. Формирующиеся в них рудные тела представлены жилами и зонами вкрапленных руд. Вверх по восстанию они, скорее всего, заканчивались под притертыми участками разломов, заполненными тектонической глиной трения (служившей «надрудным» экраном), или под толщами платформенного чехла либо орогенного яруса.

Известны также примеры других крупных рудных объектов, сформировавшихся в фундаменте складчатых систем и платформ в нескольких сотнях метров ниже « подошвы » орогенного яруса (платформенного чехла). В породы этих структурных построек рудовмещающие разрывы не проникали (или проникали незначительно) и, естественно, не достигали древней поверхности. В такой геологической обстановке рудоносные растворы длительно сохраняли режим высоких и средних температур (300—500 °С) и медленно «испускали» газовые компоненты. Вероятнее всего, такие условия способствовали возникновению в зонах разломов высоко- и среднетемпературных *глубокопроникающих*¹ гидротермальных месторождений W, Cu—Pb—Zn—Ag, Pb—Zn, Au и др.

Образованию гидротермальных руд в ряде случаев предшествовало возникновение скарнов и других сопровождающих руды измененных пород, возникающих при относительно высоких температурах.

Наряду с изложенным, значительная рудолокализирующая роль в формировании оруденения в фундаменте складчатых систем и платформ принадлежит узким *сжатым* и даже сильно *сжатым складкам*. Разломы пересекают такие складки (или прослеживаются вблизи их сводов) и служат в основном каналами, по которым из глубин поднимаются горячие металлоносные растворы. Из трещинных каналов они поступают в пласты, изогнутые в складку. При дальнейшем движении по плоскостям напластования растворы проникают по порам пород в обе стороны от упомянутых плоскостей. В результате обменных химических реакций между вмещающими породами и растворами вдоль этих изогнутых плоскостей напластования возникают пластообразные рудные тела, повторяющие форму складок (см. рис. 23, 80).

¹ Имеющих вертикальный размах оруденения более 1 км,

Нередко образуется несколько пластообразных рудных тел, залегающих друг над другом. Таковы, например, рудные тела свинцово-цинковых руд на месторождениях Брокен-Хилл и Мак-Артур в Австралии, а также на Озерном и Холодненском месторождениях в СССР. Лишь изредка от рудных пластов, повторяющих форму вмещающей их складки, отходят крутые ответвления (см. рис. 22). Эти рудные тела заполняют, по-видимому, короткие полости в разрывных нарушениях, служивших каналами для поднимающихся снизу рудоносных растворов. Крутые ответвления рудных тел рассекают пласты складок, а в руде, слагающей их, обычно встречаются не полностью замещенные рудными минералами обломки пород.

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ СТРУКТУРНОМ ЯРУСЕ

В образованиях геосинклинального структурного яруса, в котором слоистые породы смяты в складки с относительно крутопадающими крыльями, рудные тела гидротермальных месторождений часто приспосабливаются к изогнутым плоскостям слоистости. Здесь широко развиты *пластообразные* залежи, а также *седлообразные жилы*, приуроченные к самому перегибу или шарниру складок (см. рис. 22 и рис. 80). Крутопадающие разрывы, пересекающие складки, в большинстве случаев оруденения не несут. Как и в фундаменте, они служили для растворов рудоподводящими каналами, которые распределяли растворы, направляя их в зону рудоотложения. На тех площадях, где сравнительно маломощные разломы и более мелкие разрывы отсутствуют, оруденение не возникает.

Пласто- и седлообразные рудные залежи обычно образуются путем замещения рудными и сопровождающими их жильными минералами пластов пород. Последние перед рудоотложением либо подвергались наиболее интенсивному тектоническому дроблению, либо обладали высокой пористостью. Все это способствовало широкому соприкосновению рудоносных растворов с вмещающими породами и более полному течению между ними химических реакций.

Рудные тела формировались, как правило, под надрудной толщей, сложенной относительно плотными породами. Они представляли собой своеобразные, *слабо проницаемые экраны* для просачивающихся снизу рудоносных растворов. Нередко такими экранами служат породы более верхнего — орогенного структурного яруса, если они к моменту рудообразования сохранились от размыва. Крупные разломы обычно оруденения не несут, поскольку в большинстве провинций они оказались сквозными и в период оруденения рассекали все толщи пород вплоть до поверхности. На некоторых месторождениях оруденение возникает там, где

крутопадающие рудоподводящие разрывы заканчивались по восстанию в благоприятных породах рудовмещающего горизонта, чаще всего представленного пачкой тонкопереслаивающихся пород. В рассматриваемых условиях возникают гидротермальные месторождения W—Mo, Cu—Pb—Zn, Cu, Au, U и ряда других металлов.

Глубина формирования верхних частей значительного большинства рудных тел подобных месторождений изменяется от 1000 до 2500 м. Вместе с тем глубина распространения по вертикали отдельных рудных тел обычно небольшая (не более 100 м) либо равна первым сотням метров. Однако при развитии нескольких пластовых рудных тел, расположенные друг над другом и находящихся на различной глубине от древней поверхности, суммарный вертикальный размах на месторождениях нередко составляет 800—1000 м и даже более. Общая особенность таких рудных тел — значительная вытянутость их по простиранию вдоль пластов благоприятных пород. Протяженность рудных пластов нередко достигает 5 км и более.

Условия образования месторождений в геосинклинальном структурном ярусе несколько отличны от формирования месторождений тех же металлов в фундаменте складчатых систем. Это выражается прежде всего в том, что в геосинклинальном ярусе часть плоскостей слоистости и трещин, доступных для металлоносных растворов, достигает древней поверхности. В результате в отдельных частях рудоносных участков и месторождений металлоносные растворы могут *частично сообщаться* с поверхностью. При этом по порам, капиллярам и трещинам происходит потеря газовой составляющей растворами и создаются менее благоприятные условия для формирования высокотемпературных месторождений. Поэтому основная часть месторождений рудных и нерудных минеральных соединений возникает при средних температурах. Вокруг рудных тел образуются во вмещающих их породах хлориты $(Mg, Fe)_5(Al, Fe)(OH)_8AlSi_3O_{10}$, кварц, доломит (особенно частый в известняках), анкерит, пирит, тонкочешуйчатая слюдка — серицит и др.

В пределах отдельных участков фундамента, на щитах (в зеленосланцевых поясах) и в зонах накопления пород геосинклинального яруса (в складчатых системах) формируются пластовые и линзообразные тела колчеданных (существенно пиритовых) руд меди, меди и цинка, свинца и цинка гидротермально-осадочного происхождения. Эти тела образовывались синхронно с накоплением вулканитов и перемежающихся с ними терригенных пород (а свинцово-цинковые руды в складчатых системах — иногда синхронно с накоплением карбонатных пород). Указанные месторождения возникали преимущественно в бортовых частях морских впадин, вдоль зон рудоподводящих разломов. Разломы достигали морского дна. Накопившиеся руды в дальнейшем вместе с подстилающими и перекрывающими породами подвергались складчатости и метаморфизму.

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ОРОГЕННОМ СТРУКТУРНОМ ЯРУСЕ

Условия локализации гидротермального оруденения, формирующегося в орогенном ярусе, существенно отличаются от условий образования его в геосинклинальном. Это вызвано тем, что породы орогенного яруса часто грубообломочные, или состоят из ритмично переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев, или, наконец, представляют собой излившиеся вулканогенные образования. Все они обычно образуют широкие складки с очень пологими крыльями. На месте пересечения разломов в орогенном ярусе часто возникали вулканические сооружения, вокруг которых на значительной площади распространились застывшие лавы. Образующиеся в таких породах пологие складки на локализацию оруденения обычно не влияли. Руды отлагались только в разрывах, которые возникали в породах, легко подвергающихся дроблению.

Важное значение в формировании руд также приобретает пористость пород. С одной стороны, на больших глубинах она способствует просачиванию растворов. Вблизи поверхности земной коры пористые породы служат коллекторами металлоносных растворов. Между последними и породой, окружающей поры, происходят обменные химические реакции. При этом выделяются рудные и сопровождающие их жильные минералы, обуславливая возникновение вкрапленных руд. Благоприятны для оруденения также породы, слагающие вулканические сооружения, особенно разного рода вулканические брекчии, туфы и некоторые разновидности застывших хрупких лав. Крупные разломы как бы распределяют поднимающиеся растворы, которые устремляются по системам трещиноватости и по плоскостям напластования изогнутых в пологие складки слоистых пород в зону рудоотложения, где и возникают трещинные рудные тела (см. рис. 80).

В последнее время установлено, что в складках орогенного яруса, сложенного глинистыми породами, могут возникать и пластовые тела свинцовых и цинковых руд. Такие складки отличаются характерной формой. Они обладают широкими сводами и в целом пологими крыльями. Лишь небольшие участки крыльев зигзагообразно изогнуты, иногда образуют корытообразные провалы или резкие повороты. В таких структурно-осложненных складках происходит приоткрывание изогнувшихся плоскостей слоистости. Полости этих плоскостей и вмещают рудные тела, что приводит к появлению седловидных залежей или изогнутых в складку рудных пластов. Очень часто на резко изогнутых участках крыльев складок возникает несколько ярусов руд. Таково, например, строение свинцово-цинкового месторождения Жайрем, расположенного в Казахстане. Интересно отметить, что на этом месторождении некоторые пластовые тела под очень острым углом пересекают слои глинистых пород, распространяясь вдоль трещин. Очевидно, растворы проникали не только в приоткрытые

плоскости слоистости, но и в изогнутые тектонические трещины, под очень пологим углом секущие напластование.

Оруденение в орогенном структурном ярусе формируется в относительно *близкоповерхностных условиях*. Верхние части рудных тел возникают преимущественно на глубинах примерно 400—800 м от поверхности земли, существовавшей в процессе оруденения. Вертикальный размах оруденения большинства месторождений составляет сотни и первые сотни метров. В протяженных разрывах, пересекающих однородные либо сходные по составу породы, оруденение продолжается на значительно больший интервал, иногда достигающий 1500 м и более. В орогенном ярусе оруденение формируется в условиях, когда рудоносные растворы по многим трещинам и плоскостям слоистости просачивались до земной поверхности. В результате в данных условиях происходили существенная дегазация растворов и снижение их температуры. В зону рудоотложения с поверхности проникал кислород. Образовывались не только среднетемпературные, но также частично и низкотемпературные месторождения.

Ореол вмещающих рудных и жильных минералов, возникших во вмещающих породах, примыкающих к рудным телам, близок по составу к минералам, наблюдаемым в геосинклинальном структурном ярусе. При этом в алюмосиликатных породах вокруг рудных тел образуются березиты — породы, обогащенные серицитом, анкеритом и пиритом. В карбонатных породах появляются кварц и доломит.

Особенностью рассматриваемых месторождений является также то, что формирование руд происходит метасоматически в глинистых породах (алевролитах) и особенно в известняках, а в вулканических толщах рудоотложение преимущественно происходит путем выполнения открытых пустот, что приводит к появлению кокардовых, друзовых и полосчато-симметричных текстур руд.

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ПОРОДАХ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

В платформенном чехле, образованном горизонтально залегающими (или смятыми в пологие складки) слоистыми толщами, отчетливо выявляются свои специфические условия локализации оруденения. Прежде всего здесь затушевано влияние складчатости на размещение руд.

Складки, в которые изгибались бы породы платформенного чехла, редки. Они характеризуются очень широкими сводами и пологонаклонными крыльями. Существенное значение для образования руд в породах платформенного чехла имеют другие складки, образующиеся параллельно с накоплением морских осадков на ложе, основании платформы. Чаще всего исследователи выявляют такие складки по окраинам платформенных областей. Дело в том, что фундамент платформ по окраинам испытывает очень медленное погружение и в то же время расчленяется раз-

ломами на сравнительно небольшие блоки пород. Одни из них на фоне общего погружения и затопления морем основания платформы опускаются быстрее, другие медленнее. Естественно, что даже платформы при этом приобретает вид блоков или ступеней. В наиболее опущенных тектонических блоках накапливается самый мощный слой морских осадков, которые стремятся как бы выровнять неровности основания платформы. Образуются широкие конседиментационные складки, форма которых тесно связана с особенностями осадконакопления.

Руды, возникающие по окраинам платформ, нередко используют *трещины напластования* в таких складках (см. рис. 80), что, например, установлено в крупных пластовых месторождениях свинца и цинка, расположенных в бассейне рек Миссисипи—Миссури в США. При формировании оруденения важное значение наряду с разрывными нарушениями приобретают также физико-механические свойства вмещающих слоистых пород, и прежде всего их высокая *пористость, проницаемость* и способность к *дроблению*. В результате среди целой серии пластов пород, слагающих платформенный чехол, наиболее благоприятны для оруденения лишь отдельные слои, в которых и формируются руды. К ним прежде всего относятся пористые песчаники, кремнистые сланцы, иногда известняки.

В пористых песчаниках рудоносные растворы проникают по порам и капиллярам от рудоподводящих разломов на достаточно большое расстояние. Оруденением оказывается весь пласт или значительная часть его, вытягивающаяся в виде полосы вдоль разрывного нарушения или вдоль плоскости напластования, по которой растворы двигались в стороны и внутрь пластов. В менее пористых пластах вдоль серии мелких трещин развивается жилково-вкрапленное оруденение. Так же как и в ранее рассмотренных геологических условиях складчатых областей, размещение рудных полей и месторождений определяется крупными разломами, которые сами оруденению не подвержены, но отдельные минералы, выпадавшие из горячих растворов, устанавливаются и вдоль них.

В характеризуемых условиях оруденение формируется на относительно *небольшой глубине*, не превышающей 500—800 м от поверхности земли, существовавшей в процессе минерализации. Поскольку оруденение формируется в определенных пластах, благоприятных для рудоотложения, вертикальный размах его оказывается небольшим, не превышающим мощности рудоносных пластов, в большинстве случаев не более 100—150 м. Однако иногда оруденение из пород платформенного чехла продолжается в ниже лежащие однородные метаморфические породы или граниты, слагающие фундамент платформы. В такой обстановке рудные тела, располагающиеся почти вертикально, могут прослеживаться на глубину 1000 м и более.

В породах платформенного чехла рудоотложение протекает в условиях, когда рудоносные растворы имеют возможность про-

никать до земной поверхности. Они характеризуются относительно низкой температурой и насыщаются кислородом, а в зону рудоотложения в это время могут просачиваться грунтовые воды. В результате рудообразование происходит в низкотемпературных условиях (50—200 °С). Поэтому в породах платформенного чехла обычно формируются низкотемпературные месторождения Си, Pb—Zn, U, Sb, Hg, Ag и некоторых других металлов. Низкотемпературными оказываются также и минералы, сопутствующие рудным телам и возникающие в окружающих породах. В это время в породах, вмещающих рудные тела, появляются различные минералы — карбонаты, глинистые минералы и др.

Рассмотренные выше данные по условиям размещения гидротермального оруденения в различных структурных ярусах показывают, что форма и условия локализации рудных тел прямо зависят от истории геологического развития рудоносных площадей. Это позволяет прогнозировать при поисках новых месторождений не только возможные условия их размещения, но и в значительной степени даже формы рудных тел. Такой прогноз особенно важен для выявления месторождений как обнажающихся на дневной поверхности, так и скрытых на глубине.

Основная предпосылка для поисков месторождений — наличие разрывных нарушений, развивавшихся *очень длительно*. Многократное проявление движений по этим разломам устанавливается фактом нахождения вдоль них разновозрастных магматических продуктов, а также различных ассоциаций минералов, возникших в ряд последовательных стадий. Вдоль минерализованных разрывных нарушений выявляются первичные ореолы рассеяния основных металлов и их спутников, руды которых залегают на глубине.

Другая важная предпосылка — наличие вдоль разрывов *зон гидротермально измененных пород*, сходных по составу с породами, окружающими рудные тела. Проводя поисковые работы, следует также учитывать, что в момент формирования месторождений над рудными телами залегали надрудные толщи пород обычно другого состава и различной мощности. Соответственно важно решить вопрос, насколько эти надрудные толщи были уничтожены в последующем поверхностными агентами и можно ли рассчитывать на выявление под оставшейся их частью новых месторождений или рудных тел.

Таким образом, важной предпосылкой для поисков месторождений является *учет глубины эрозионного среза*, т. е. мощность эродированной надрудной покрывки коренных пород. В зависимости от геологической обстановки изучаемой площади и в соответствии с тем, в пределах какого структурного яруса проводится поиск, при его осуществлении необходимо учитывать изложенные выше данные. Все они в совокупности дают возможность не только предугадывать места возможного нахождения рудных залежей, но и предсказывать возможную протяженность рудных тел в вертикальном или наклонном направлении. Это повышает науч-

ное обоснование поисковых работ, вооружает исследователей важными идеями и позволяет им увереннее проводить глубинные поиски с помощью современных мощных технических средств.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Многочисленные исследования, проведенные в процессе изучения экзогенных рудных месторождений, показывают, что основными факторами, определяющими концентрацию первичноосадочных рудных образований, являются: 1) наличие источника рудных компонентов; 2) благоприятный рельеф местности; 3) проявление благоприятных климатических условий. При этом рудное вещество, необходимое для образования месторождений, может поступать из трех источников. Один из них — исходные породы или руды. Другой источник — непосредственное выпадение солей и рудных компонентов из морской или озерной воды, а также извлечение их природными сорбентами. Третий источник — различные эндогенные рудные элементы, поступающие в бассейны осадконакопления в связи с магматическими процессами.

Первичноосадочные рудные образования, возникающие в стадии накопления осадков, могут претерпевать существенные изменения под воздействием более поздних процессов, протекающих в стадии перехода илов в осадочную горную породу (стадию диагенеза). Изменения продолжаются и позднее, когда в горную породу проникают различные водные растворы (стадии катагенеза). Образование осадочных пород и полезных ископаемых существенно зависит также от того, в какой геотектонической обстановке протекает процесс накопления руд.

В платформенных областях преобладают стабильные тектонические условия. Среди слоистых толщ, слагающих платформенные образования, в период рудоотложения выделяются несколько различных минеральных комплексов. Одни из них представляют собой морские осадочные образования, другие — накапливаются в континентальных условиях и включают породы кор выветривания. Отложения всех комплексов обычно тесно связаны друг с другом и образуют целую гамму постепенных переходов. Каждый комплекс накапливается в условиях определенной зоны на платформе, и с каждым из них связывается свой круг месторождений.

Выделяются *четыре зоны осадконакопления и рудообразования*, устанавливающиеся на платформе. Нулевая зона включает повышенные участки платформы и прилегающие к ним гористые участки складчатых областей. Первая зона (частичного выноса и формирования остаточных месторождений) охватывает невысоко приподнятые участки платформ. Вторая зона включает выровненные части платформ, где происходит химическое разложение материнских пород. Третья зона (зона формирования осадочных месторождений) представляет собой эпиконтинентальные морские

водоемы. В них происходит отложение морских осадочных пород и полезных ископаемых осадочного происхождения.

При движении поперек основных зон осадконакопления и рудообразования при благоприятных условиях можно последовательно встретить различные комплексы осадочных пород и пластовых месторождений, залегающих с ними согласно и тесно связанных между собой. Начиная от приподнятых областей, выделяемых в нулевую зону, в следующей — первой зоне наблюдаются коры выветривания, включающие многочисленные остаточные месторождения Ni, Fe, Mn, Al (бокситы). Последние составляют первый ряд. Далее следует вторая зона, характеризующаяся распространением континентальных отложений, с которыми связаны речные (главным образом, россыпи), болотные, озерные и другие месторождения пластовой формы, а также инфильтрационные месторождения и зоны окисленных руд. В пределах морских бассейнов третьей зоны формируется последний (третий) ряд осадочных месторождений. По данным Д. Г. Сапожникова, осадочные месторождения, возникшие в единую рудную эпоху, когда из областей питания более или менее постоянно поступал минеральный материал, занимают в пределах ряда совершенно определенное положение. Оно определяется вначале (на суше) расстоянием от области сноса, а затем (в морском бассейне) — расстоянием от берега водоема.

Отложение экзогенных руд Fe, Al, Mn в водоемах происходит обычно путем осаждения тонких взвесей и коагуляции коллоидных растворов. В этой форме в поверхностных пресных водах переносится главная часть металлов. Коагуляция растворов достигает больших масштабов в дельтовых областях, что объясняется влиянием действия электролитов, содержащихся в морской воде. Напомним, что состав рудных образований зависит от той глубины водоема, на которой происходит их накопление. На небольших глубинах в условиях активного действия кислорода происходит отложение окисных соединений железа и марганца. На более глубоких участках при недостатке кислорода и в связи с восстановительным действием разлагающихся органических веществ, а также в условиях сероводородного брожения возникают карбонатные руды, находящиеся в тесной связи с сульфидами.

В отношении места отложения в морских бассейнах руд Fe, Al, Mn установлено, что ближе к берегу из растворов, поступающих с континента, отлагаются соединения алюминия или алюминия совместно с железом ($pH=4-6$). Далее накапливаются руды железа и марганца ($pH=8-9$).

Некоторые исследователи считают, что при переходе концентрации водородных ионов (pH) от 6 к 8,5 и резком изменении окислительно-восстановительного потенциала (что довольно обычно для природных морских вод) происходит раздельное выпадение железа и марганца. Поэтому считается, что из поступающих с суши растворов относительно быстро выпадают железосо-

держающие минералы, образуя железорудные месторождения. В это же время марганец удерживается в растворах, переносится течениями в более глубокие участки бассейна, где и выпадает, формируя собственно марганцевые месторождения. В некоторых благоприятных условиях кислородного режима могут накапливаться совместно руды железа и марганца. В тесной ассоциации с ними иногда выделяются и другие элементы, в том числе и редкие. Для бурых железняков особенно характерны примеси V, As, P, TR, B, Ge, Cr, Ni, Co.

Проведенные исследования показали, что в связи с накоплением углисто-кремнистых сланцев и захоронением в них органических остатков рыб в этих породах образуются некоторые осадочные урановые месторождения пластовой формы. Однако большая часть известных пластовых урановых месторождений экзогенного происхождения возникает в связи с развитием инфильтрационных процессов.

В течение многих лет ведутся острые дискуссии о генезисе пластовых свинцово-цинковых и медных месторождений, залегающих в слоистых осадочных породах. Некоторые исследователи продолжают считать эти месторождения осадочными образованиями. Однако имеющиеся наблюдения свидетельствуют скорее о гидротермальном происхождении таких месторождений. Такое представление подтверждает: нахождение рудоносных пластов вдоль слабоминерализованных разломов, невозможность длительной транспортировки в водах современных (очевидно, также и древних) морей, рек и океанов в повышенных концентрациях соединений Cu, Zn, Pb, Ag в виде истинных растворов, коллоидов и взвесей и т. д. Необходимо напомнить также, что концентрация этих соединений в современных водах в десятки и тысячи раз меньше кларковых, т. е. во много раз ниже, чем в породах континентов. Следовательно, имеются основания предполагать, что такими же низкими содержаниями упомянутых металлов характеризовались воды древних водоемов, где также не было условий для концентрации интересующих нас металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антропов П. Я. Топливо-энергетический потенциал Земли. Изд. 2-е. М., ВИНТИ, 1976.
2. Белевцев Я. Н. Основные положения современной теории метаморфогенного рудообразования. — Геол. журнал, 1982, т. 42, № 2, с. 1—17.
3. Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Главнейшие типы рудных месторождений. Изд. 2-е. М., Недра, 1982.
4. Генезис стратиформных месторождений. М., Недра, 1981.
5. Генетические модели эндогенных формаций. Т. 1. Рудообразование и построение генетических моделей рудных формаций: медно-никелевые, железорудные, медно-молибденовые, сурьмяно-ртутные месторождения. 176 с. Т. 2. Оловянно-вольфрамовые, полиметаллические, золоторудные месторождения. 184 с. Сб. докладов. Всес. совещ., Новосибирск, май, 1981. Ред. В. А. Кузнецов. Новосибирск, Наука, 1983.
6. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования. Ред. А. И. Перельман. М., Атомиздат, 1980.
7. Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М., Недра, 1979.
8. Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Медно-никелевое рудообразование в Норильском районе. — В кн.: Генетические модели эндоген. руд. формаций. Т. 1. Сб. докладов. Всес. совещ., Новосибирск, май, 1981. Новосибирск, 1983, с. 47—54.
9. Годовиков А. А. Химические основы систематики минералов. М., Недра, 1979.
10. Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. Изд. 2-е. М., Недра, 1983.
11. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. Изд. 2-е, доп. М., Наука, 1982.
12. Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970.
13. Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы, М., Недра, 1975.
14. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., Наука, 1979.
15. Маракушев А. А. Вопросы рудоносности гипербазитов. — Тр. Ин-та геолог. и геохим. Уральск. научн. центр АН СССР, 1979, № 151, с. 3—23.
16. Мархинин Е. К. Глубины размещения вулканических очагов по геологическим, геофизическим и петрохимическим данным. — В кн. Проблемы геологии древних платформ. М., Наука, 1973, вып. 2, с. 261—270.
17. Механизм образования геосинклинальных поясов/Е. В. Артюшков, В. А. Беэр, С. В. Соболев, А. Л. Яншин. — Сов. геология, 1982, № 1, с. 14—27.
18. Мовсесян С. А., Исаенко М. П. Комплексные медно-молибденовые месторождения. М., Недра, 1974.
19. Овчинников Л. Н., Леонтьев Л. Н., Волочкович К. Л. Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования. М., Недра, 1972.
20. Павлов А. Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1983, № 552.
21. Пейвее А. В., Руженцев С. В., Соколов С. Д. Тектоническая расчлененность литосферы. М., Наука, 1980.
22. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. Пер. с англ. М., Недра, 1981.
23. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975.
24. Скарны и руды. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1983, № 546.

25. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 4-е, перераб. и доп. М., Недра, 1982.
26. Солодов Н. А. Минерогения литофильных редких металлов. М., Недра, 1978.
27. Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. — В кн.: Кора выветривания и бокситы. Ред. Д. Г. Сапожников. Кустанай, июнь, 1981. М., Наука, 1983.
28. Флюиды в магматических процессах. М., Недра, 1982.
29. Шило Н. А. Основы учения о россыпях. М., Наука, 1981.
30. Bauxites 4th International congress for the study of bauxites, alumina and aluminum. Athens, oct 9—12, 1978, vol. 2. Bauxites, Athens, s. a., 1979.
31. Closs Hans. Grobtektonische Prozesse im Bereich der Ozeane und Kontinente. Prozebkinetik. Vortr. Jahresversamml. Halle (Saale), 13—16. Okt., 1977. Nova acta Leopoldina, 1980, vol. 51, N 237, 79—105 p.
32. Dewey J. F., Windley B. F. Growth and differentiation of the continental crust. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1981, A 301, N 1461, 189—206 p.
33. Goldie R., Bottrill T. J. Seminar on sea-floor hydrothermal systems, — Geosci. Can., 1981, vol. 8, N 3, 93—97 p.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Акчатауское (Казахстан; W) 127, 128
 Араша (Бразилия; Nb, Ta, P, Ba, TR, U) 94
 Аятское (Казахстан; Fe) 180
- Банкер-Хилл (США; Pb, Zn, Cu, Ag) 121
 Бая-Сприе (Румыния; Au, Ag) 137
 Бендиго (Австралия; Ag) 53, 54
 Берник-Лейк (Канада; Ta, Nb, Cs) 88
 Блявинское (Урал; Cu) 131, 132
 Брокен-Хилл (Австралия; Cu, Pb, Zn, Ag) 53, 55, 191
 Бэнца (Румыния; Au, Ag) 32
 Бушвельдский массив (ЮАР; Cr, Pt) 74
- Витватерсранд (ЮАР; Au, U) 52, 150, 151
 Волковское (Средний Урал; Cu, Fe, Ti) 76
 Вольфрамовые сопки (Казахстан; Mo, W) 127
 Восточно-Коунрадское (Казахстан; Mo, W) 126, 127
- Гас-Хиллс (США; U) 174
 Гекла (США; Pb, Zn, Cu, Ag) 121
 Гранс-Лагуна (США; U) 174
 Грасс-Валли (США; Au) 60
- Даг-Арди (Турция; Cr) 78
 Далькоаф-жила (Корнуэльский п-ов, Великобритания; Sn) 128
 Дальнегорское (Верхнее, СССР; Pb, Zn, Cu) 103, 104
 Дашкесанское (СССР; Fe, Co) 59
 Деалул Круче (Румыния; Au, Ag) 32
- Жайрем (Казахстан; Cu, Pb, Zn, Ba) 193
- Итабара (Бразилия; Fe) 148
 Ингичке (УзбССР; W, Mo) 59
- Каджаранское (Армения; Cu, Mo) 133, 134
 Касапалка (Перу; Pb, Zn, Cu, Ag) 121
 Кайстон (США; Li) 86
 Кер Д'Ален (США; Pb, Zn, Cu, Ag) 121
- Керченское (УССР; Fe) 180
 Кемпирсайское (Урал; Cr) 78
 Кируна (Швеция; Fe) 79
 Криворожский железорудный бассейн, месторождение (УССР; Fe) 148, 149
 Кусинское (Южный Урал; Fe, Ti) 75, 76
 Курская магнитная аномалия (РСФСР; Fe) 148
- Лаки Фрейди (США; Pb, Zn, Cu, Ag) 121
 Лонели (Зимбабве; Au) 168
- Мак-Артур (Австралия; Cu, Pb, Zn) 191
 Мак-Интайр (Канада; Au) 118, 119
 Малин (Франция; Pb, Zn) 52
 Материнская жила (США; Au) 60
 Мерисвейл (Шт. Юта, США; U) 140
 Месторождения железорудные оз. Верхнего (США) 148
 Месторождение золоторудное (СССР; Au) 134
 Месторождения медно-никелевые р-на Печенги (Кольский п-ов) 81
 Месторождения медно-никелевые р-на Садбери (Канада) 80
 Месторождения оловорудные Корнуэльского п-ова (Великобритания) 128
 Месторождения пластовые Алжира (Pb, Zn) 139
 Месторождения пластовые бассейна рек Миссисипи—Миссури (США; Pb, Zn) 139
 Месторождения хромитовые Македонии (СФРЮ) 79
 Месторождения урановые плато Колорадо (США) 52
 Минерализованные воды (рассолы) из скважины в бассейне р. Миссисипи (США) 110
 Минерализованные растворы впадины Атлантис-II (Красное море; Fe, Cu, Pb, Zn, Ag) 110, 118, 144
 Минерализованные растворы из скважины района Солтон-Си (Южная Калифорния, США; Cu, Ag, Sb) 108, 109
 Минерализованные растворы о-ва

Челекен (СССР; Pb, Zn, As, Sb, Вг, I) 109, 110, 118
Миргалымсай (Казахстан; Pb, Zn) 52
Мончегорское (Кольский п-ов; Cu, Ni) 80
Морнинг-Стар (Австралия; Au) 56, 57

Никопольское (УССР; Mn) 182
Ниттис-Кумужья-Травяная (Мончегорский район, Кольский п-ов; Cu, Ni) 80
Норильское-1 (Восточная Сибирь; Cu, Ni) 81, 82

Озерное (Прибайкалье; Pb, Zn, Cu) 191
Октябрьское (Восточная Сибирь; Cu, Ni) 81

Палабора (ЮАР; Cu) 94
Пегматиты района Намакваленде (Южная Африка; Nb, Be) 87
Пришрам (Чехословакия; Pb, Zn, Cu) 121

Рассолы Мертвого озера (Израиль, Иордания; В, Li, Rb, K) 183
Рассолы оз. Серле (США; W) 183
— оз. Сильвер-Пик (США; Li) 183
Репаблик (США; Au, Ag) 137
Россыпь делювиального типа, золотоносная (СССР) 156, 157
Россыпи прибрежно-морские, 161, 162
Магнетит-ильменитовые (Индия, Шри-Ланка) 162
Россыпи руслового типа, золотоносные, на Клондайке (Аляска, США) 159

Садбери (Канада; Cu, Ni, Pt) 80
Садонское (Кавказ, Северная Осетия; Pb, Zn, Cu) 121
Северный Коунрад (Казахстан; Mo, W) 127
Северо-Уральский бокситовый рудник (СУБР, Al) 178, 179

Северная площадь (Казахстан; Mo, W) 127
Сильвер-Пик (США; Li) 183
Синарское (Урал, Ni) 165, 166
Сокольное (Алтай, Cu, Pb, Zn, Ag) 130, 131
Сульфур-Бенк (США; Hg) 118

Талнахское (Восточная Сибирь; Cu, Ni) 81
Тапира (Бразилия; P, Ti, Nb, Ta, TR) 94
Турьинское (Урал; Cu) 99, 100
Тырнаузское (Кавказ, Кабардино-Балкария; W, Mo) 103, 104

Уральские медно-колчеданные месторождения 52

Хараэлахское (Восточная Сибирь; Cu, Ni) 81
Хайдаркан (Узбекистан; Hg, Sb) 138
Холодненское (Восточная Сибирь; Pb, Zn, Cu) 191

Цумеб (Намибия, Африка; Sn, Pb, Zn, Ge) 60, 61

Чнатурское (Кавказ, ГрузССР; Mn) 182, 183
Чокусинское (СССР; Fe) 180
Чорух-Дайрон (Таджикистан; W, Mo) 101, 102
Чукикамата (Чили; Cu, Mo) 57
Чэмбиши (Замбия; Cu) 52

Шайнарам (США; U) 173, 174
Шеелитовые жилы (Казахстан; W, Mo) 127
Шелеинское (Средний Урал; Ni) 166, 167
Южный Коунрад (Казахстан; Mo, W) 127

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Глава I. Некоторые общие вопросы геологии	4
Минералы	4
Горные породы	6
Магматические породы	6
Осадочные породы	10
Метаморфические породы	11
Строение Земли	12
Строение земной коры, континентальных и океанических плит	15
Современные представления о развитии континентальных и океанических плит	22
Форма и строение тектонических нарушений	25
Формы магматических тел	31
Глава II. Некоторые общие вопросы рудообразования	35
Магматические источники	37
Мантийные источники металлов	41
Источники металлов метаморфогенных месторождений	47
Источники металлов экзогенных месторождений	48
Рудные тела, их форма, понятие о рудных столбах	50
Зональность оруденения	64
Классификация рудных месторождений	69
Глава III. Магматические месторождения	72
Раннемагматические месторождения	74
Позднемагматические месторождения	76
Ликвационные месторождения	79
Глава IV. Пегматитовые месторождения	83
Образование нерудных пегматитов	84
Образование рудоносных пегматитов с зональным строением	85
Глава V. Карбонатитовые месторождения	89
Глава VI. Контактново-метасоматические месторождения	95
Магнезиальные скарны и руды	96
Известковые скарны и руды	98
Глава VII. Гидротермальные месторождения	105
Современные представления об источниках металлоносных газов и гидротермальных растворов	105
Условия отделения горячих водных растворов от остаточных алюмосиликатных расплавов	106
Источник воды, входящей в состав гидротермальных растворов	107
Возможный состав и состояние гидротермальных растворов	109
Возможный способ переноса металлов рудоносными растворами	111
Продолжительность поступления растворов и самого процесса рудообразования	117
Причины, вызывающие отложение руд	120
Глубина отложения руд и вертикальный размах оруденения	121

Классификация гидротермальных месторождений	122
Высокотемпературные гидротермальные месторождения	124
Среднетемпературные гидротермальные месторождения	128
Низкотемпературные гидротермальные месторождения	136
Гидротермально-осадочные месторождения	140
Глава VIII. Метаморфогенные и метаморфизованные месторождения	144
Метаморфогенные месторождения	147
Метаморфизованные месторождения	147
Глава IX. Экзогенные процессы и месторождения	151
Типы экзогенных процессов и способы извлечения металлов	152
Россыпи	155
Рудоносные коры выветривания	162
Зоны окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений	166
Инфильтрационные месторождения	172
Образование инфильтрационных месторождений урана	173
Образование осадочных месторождений на дне океанов, морей и озер	176
Глава X. Закономерности размещения рудных месторождений	184
Особенности размещения эндогенных месторождений	184
Особенности размещения оруденения в щитах и фундаменте складчатых систем и платформ	189
Условия размещения оруденения в геосинклинальном структурном ярусе	191
Условия размещения оруденения в орогенном структурном ярусе	193
Условия размещения оруденения в породах платформенного чехла	194
Особенности размещения экзогенных месторождений	197
Список литературы	200
Указатель месторождений	202

ФАИТЕЛЬ ИОСИФОВИЧ ВОЛЬФСОН,
ЕВГЕНИЙ МИХАЙЛОВИЧ НЕКРАСОВ

ОСНОВЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Редактор издательства *Л. С. Цаплина*
Обложка художника *Ю. Г. Асафова*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технические редакторы *А. В. Трофимов, Е. Л. Закашанская*
Корректор *Э. А. Ляхова*

ИБ № 5374

Сдано в набор 23.07.85. Подписано в печать 08.01.86. Т-06303. Формат 60×90¹/₁₆ Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл.-печ. л. 13,0. Усл. кр.-отт. 13,25. Уч.-изд. л. 15,0. Тираж 3450 экз. Заказ 539/9210-4. Цена 75 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 109088, Москва, Ж-88,
Южнопортовая ул., 24.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

**В издательстве «Недра» готовятся к печати и выйдут в свет
новые книги**

МАЛЕЦКИЙ Н. А., КАБАНОВ А. В., БОРИШПОЛЕЦ В. Т. КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫХ РЕСУРСОВ ПРИ ОБОГАЩЕНИИ РУД ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ. 15 л. 75 к.

Приведена характеристика минерально-сырьевой базы черной металлургии. Обобщены данные о потерях полезных компонентов при добыче и обогащении железных, марганцевых и хромитовых руд. Рассмотрены состояние и перспективы рационального использования этих руд в основных районах горнодобывающей промышленности. Показана экономическая целесообразность комплексного использования руд черных металлов при обогащении.

Для инженерно-технических работников горнодобывающей и других отраслей промышленности, занимающихся переработкой и использованием минерального сырья. (План 1986, № 351)

ШИЛАЕВ В. П. ОСНОВЫ ОБОГАЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ:
Учебник для вузов. 20 л. 1 р. 10 к.

Изложены краткие сведения о полезных ископаемых и продуктах их переработки. Рассмотрены методы, процессы и схемы обогащения полезных ископаемых с учетом комплексного использования сырья и безотходного производства. Описано оборудование для усреднения, дробления, измельчения, классификации, обогащения, обезвоживания и обеспыливания сырья. Освещены вопросы опробования, контроля и автоматизации процессов.

Для студентов горных, горно-металлургических и политехнических вузов, обучающихся по специальностям «Экономика и организация горной промышленности» и «Обогащение полезных ископаемых». (План 1986, № 361)

ШИЛЛИНГ Х.-Д., БОНН Б., КРАУХ У. ГАЗИФИКАЦИЯ УГЛЯ: Пер. с нем. 19,5 л. Пер. изд.: ФРГ, 1981. 1 р. 80 к.

Рассмотрены теоретические вопросы и методы газификации угля, освоены в промышленности, а также новые процессы, находящиеся в стадии лабораторных и полупромышленных исследований, в том числе в кипящем слое, с рециркуляцией газа — теплоносителя, с жидким шлакоудалением, с использованием тепла атомных реакторов. Информация о каждом процессе изложена по единой схеме: краткая характеристика способа, производительность, используемый уголь, состав и удельная теплота сгорания сырого газа, описание процесса, производство газифицирующего агента, технико-экономические данные и др. Приведены схемы процессов.

Для инженерно-технических работников предприятий и научно-исследовательских институтов, занимающихся газификацией угля. (План 1986, № 357)

ШПИРТ М. Я. БЕЗОТХОДНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ. УТИЛИЗАЦИЯ ОТХОДОВ ДОБЫЧИ И ПЕРЕРАБОТКИ ТВЕРДЫХ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ/ Под ред. Ласкорина Б. Н. 18 л. 1 р. 40 к.

Рассмотрены основные закономерности распределения макро- и микроинеральных компонентов в твердых горючих ископаемых, их поведения при обогащении, сжигании, гидрогенизации, газификации углей и сланцев, а также физико-механические и физико-химические свойства образующихся в этих процессах отходов. Разработана единая классификация твердых отходов добычи и переработки углей. Изложены методы энергетического использования углесодержащих отходов. Приведены безотходные технологические схемы добычи и переработки твердых горючих ископаемых.

Для инженерно-технических работников угольной промышленности, а также отраслей, занимающихся энерго-технологическим использованием углей и сланцев, производством строительных материалов, изысканием новых сырьевых источников для черной, цветной, химической промышленности, производства удобрений и других продуктов. (План 1986, № 358)

*Предварительные заказы на книги
принимают местные магазины книоторга,
распространяющие научно-техническую литературу.
Своевременно оформите заказы на интересующие Вас издания!
Предварительный заказ гарантирует приобретение нужной книги!*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Бр ск 2

75 коп.

шефкоп. 1.

4632

НЕДРА