

УДК 553.06(075.8)
ББК 26.34я73
В93

Рекомендовано ученым советом
географического факультета
27 ноября 2009 г., протокол № 3

Рецензенты:

академик НАН Беларуси, доктор геолого-минералогических наук,
профессор *А. А. Махнач*;
доктор географических наук, профессор *В. Н. Губин*

Высоцкий, Э. А.

В93 Генезис месторождений полезных ископаемых : пособие для студентов, обучающихся по спец. 1-51 01 01 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» / Э. А. Высоцкий. – Минск : БГУ, 2012. – 147 с.
ISBN 978-985-518-357-1.

В пособии рассмотрено происхождение разнообразных полезных ископаемых. Приведена их генетическая классификация, дано описание основных групп месторождений эндогенной, экзогенной, метаморфогенной серий. Проанализированы геотектонические условия образования полезных ископаемых с позиций фиксизма и мобилизма.

Предназначено для студентов географического факультета БГУ.

УДК 533.06(075.8)
ББК 26.34я73

ISBN 978-985-518-357-1

© Высоцкий Э. А., 2012
© БГУ, 2012

ПРЕДИСЛОВИЕ

Последние десятилетия характеризуются значительным ростом потребления минерального сырья во всех индустриальных странах. В сферу промышленного использования непрерывно вовлекаются новые месторождения, большинство которых находится на континентах в регионах с неблагоприятными климатическими условиями или на больших глубинах, а также в пределах шельфов морей. Поэтому поиск новых месторождений требует применения современных методов и технологий (космогеологические методы, геоинформационные технологии и др.), знания глобальных и региональных закономерностей размещения и образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

Изучением условий образования минеральных ископаемых, выяснением закономерностей их пространственного размещения занимается специальная дисциплина геологической науки – учение о месторождениях полезных ископаемых, одним из разделов которого является генезис месторождений полезных ископаемых.

В пособии изложены основные сведения о месторождениях полезных ископаемых, описаны условия образования различных их типов в земной коре. Дана характеристика важнейших генетических подразделений полезных ископаемых – серий, групп, классов. Рассмотрены магматические, карбонатитовые, пегматитовые, скарновые, гидротермальные, осадочные и метаморфогенные месторождения, а также месторождения выветривания. Определенное внимание уделено глобальным геологическим условиям образования полезных ископаемых, соотношению геосинклиальной и мобилистской концепций рудообразования.

В основу пособия положены материалы, которые использовались автором при чтении курса «Генезис месторождений полезных ископаемых» для студентов-геологов географического факультета Белорусского государственного университета, а также классические учебники по данной дисциплине (П. М. Татаринов, В. И. Смирнов, С. С. Смирнов, С. А. Вахромеев, В. И. Старостин, П. А. Игнатов и др.).

Глава 1

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ГОРНОРУДНОГО ПРОИЗВОДСТВА

1.1. История развития учения о полезных ископаемых

Развитие теоретических представлений в геологии является одной из центральных проблем всего комплекса наук о Земле. Историографические исследования необходимы как исходный фактический материал. На современном этапе на первый план выдвигаются задачи раскрытия логики развития науки, условий и факторов ее движения. Значение работ по истории геологических знаний весьма актуально потому, что только таким путем можно выявить специфику некоторых теоретических построений в геологии по сравнению с другими естественными науками. Не случайно классики российской геологии А. П. Карпинский, В. И. Вернадский, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Е. Ферсман, В. Е. Хаин и другие в своих трудах постоянно обращались к вопросам истории геологических знаний.

Первые сведения о месторождениях полезных ископаемых появились в начале XVI в. Георг Бауэр (Агрикола), живший в Рудных горах в Чехии, впервые в 1546 г. попытался дать их морфологическую классификацию. Он выделил жилы, прожилки, штоки, слои и высказал свои предположения о происхождении месторождений полезных ископаемых, которое объяснял действием поверхностных вод. Противоположная точка зрения была высказана Рене Декартом спустя 100 лет, в 1644 г. В конце XVIII – начале XIX вв. два этих взгляда сталкивались в умозрительных спорах непутистов и плутонистов.

В середине XVIII в. М. В. Ломоносов впервые высказал правильную, близкую к современной точку зрения о происхождении минеральных месторождений. Он считал, что они образуются главным образом вследствие землетрясений и расплавления (благодаря трению) внутренних частей земной коры, но частично и под влиянием магматических и поверхност-

ных вод, а также выделял месторождения, которые возникают за счет внутренней энергии Земли и нептунистическим путем из поверхностных вод. Таким образом, М. В. Ломоносов впервые указал на многообразие условий образования минеральных месторождений. К сожалению, в связи с пренебрежением к русской науке, эта точка зрения не нашла признания в России и за границей.

Полемика плутонистов и нептунистов привела к расширению наблюдений, касающихся происхождения минералов и горных пород. Были проведены многочисленные экспедиции в различные регионы мира и собраны обширные фактические данные по месторождениям полезных ископаемых.

Исследователи XIX в. вернулись к ломоносовским идеям о многообразии процессов минералообразования. Все это дало возможность правильно понять современное состояние науки и наметить возможные пути ее развития. Именно такое понимание роли истории науки дается в трудах многих выдающихся мыслителей. Так, А. И. Герцен писал: «Чтобы понять современное состояние мысли, вернейший путь – вспомнить, как человечество дошло до него». На многообразии взаимосвязи минералообразующих растворов с магмами указывали в середине XIX в. А. Добре и Эли де Бомон. А. Добре применял экспериментальные методы при изучении минеральных месторождений и получил искусственный каситерит из хлорида олова.

Фон Котта в своей работе «Учение о рудных месторождениях», вышедшей в 1859 г., сделал правильный вывод о многообразии происхождения месторождений полезных ископаемых. Он указал, что невозможно (подобно нептунистам и плутонистам) дать общее объяснение генезиса всех минеральных месторождений, установив вместе с тем ведущую роль магматических растворов в процессах рудообразования и наличие зонального распределения минералов в месторождениях в зависимости от температурных условий и давления во время их отложения.

Вторая половина XIX в. характеризовалась развитием новых дискуссий по вопросу образования рудных месторождений. Эти дискуссии имели три основных направления.

1. *Гидротермальная гипотеза*. Согласно этой гипотезе, рудные жилы представляют собой продукты глубинной магматической деятельности (Эли де Бомон, А. Добре).

2. *Гипотеза образования рудных жил за счет инъекции расплавов* (Т. Бельг). Позже, в 1923 г., это направление развил Д. Сперр в учении о рудных магмах.

3. *Латераль-секреционная гипотеза* в образовании рудных жил за счет поверхностных вод, опускавшихся на глубину и выщелачивающих металлогенные элементы из вмещающих пород (Ф. Зандбергер, Ф. Бишоп и др.).

Большие достижения в изучении полезных ископаемых и разработке гипотез образования рудных (металлических) и неметаллических полезных ископаемых были достигнуты в России в связи с организацией Геологического комитета (1882), который руководил геологическими исследованиями обширных территорий Российской империи. Геологические работы проводились в нефтеносных районах Апшерона, Северного Кавказа, Средней Азии, Казахстана и др. Исключительно крупную роль в развитии российской геологии и учения о полезных ископаемых сыграл выдающийся ученый А. П. Карпинский (1847–1936), которого называют отцом русской геологии. Он впервые предложил схему геологического строения территории европейской части России и выявил складчатые структуры, названные Э. Зюссом «линиями Карпинского». Ему принадлежат крупные труды в области изучения месторождений полезных ископаемых.

В 1902 г. К. И. Богдановичем (уроженец Витебской губернии) впервые в России (в Санкт-Петербургском горном институте) была основана кафедра рудных месторождений. В 1912 г. им был написан первый учебник на русском языке, посвященный рудным месторождениям, в котором дана их классификация, выполненная главным образом по морфологическим признакам, и высказаны оригинальные взгляды на происхождение многих типов руд.

В советский период геологические исследования получили небывалый размах на обширных пространствах СССР. На огромном фактическом материале, полученном в результате этих работ, основывались блестящие обобщения многочисленных коллективов советских ученых-геологов: А. Н. Заварицкого, С. С. Смирнова, В. И. Смирнова, В. А. Обручева, А. Г. Бетехтина, М. А. Усова, А. Д. Архангельского, А. Е. Ферсмана, И. М. Наливкина, Ф. И. Вольфсона, И. М. Губкина, Ю. А. Билибина и др.

Ценные работы, способствовавшие развитию учения о полезных ископаемых, проведены советской геохимической школой: В. И. Вернадским, А. П. Виноградовым, А. Е. Ферсманом, А. А. Садковым, Д. И. Щербаковым, В. В. Щербиной, Н. С. Курнаковым, А. В. Николаевым, М. Г. Вальяшко и др. Эти ученые являлись основоположниками геохимии как учения о миграции и концентрации химических элементов не только в СССР, но и во всем мире.

1.2. История развития горнорудного производства

В истории развития горнорудного производства, так же как и в истории цивилизации, выделяются четыре основных периода: 1) древнейший (до Х в. до н. э.); 2) древний (до I в. н. э.); 3) средневековый (до XVIII в.); 4) современный (XX – начало XXI в.).

Древнейший период — исключительно длительный отрезок истории человечества (несколько сотен лет), включающий два этапа развития — каменный и бронзовый века. В каменном веке человек применял твердые породы — кремнь, кварцит, обсидиан — для изготовления ножей, скребков. В качестве жилищ использовались природные пещеры. В мезолите человек начинал строить жилища из камня, а в неолите (6—4-е тысячелетие до н. э.) получило развитие производство керамических изделий и начато изготовление простых украшений из золота, драгоценных камней и керамики.

Бронзовый век (4—1-е тысячелетие до н. э.) характеризовался использованием меди, из которой изготавливались различные предметы быта — чаши, украшения, ритуальные изделия. Человек освоил технологию получения бронзы из сплавов меди с оловом, свинцом, сурьмой. Это был новый и весьма важный этап в эволюции человеческого общества. Бронза являлась дорогим материалом. Она использовалась для изготовления оружия, украшений, орудий труда. Возникли первые центры меднорудной деятельности (бассейн Эгейского моря, Малая Азия и др.). Особенно бурное развитие цивилизации в бронзовом веке началось в странах Средиземноморья — Греции, Риме и Египте. Наиболее дефицитным сырьем являлось олово. Его добывали в основном в Греции, часть олова завозилась из Апеннинского полуострова и других регионов Средиземноморья.

Из египетских папирусов известно, что золото в Египте добывалось в значительных объемах. Его получали при промывке золотоносных песков в долине Нила. Фараоном XIX династии Сети I (1313—1292 гг. до н. э.) была составлена первая топографо-геологическая карта золоторудного месторождения.

Древний период (X в. до н. э. — I в. н. э.) ознаменовался возникновением рабовладельческого общества и первых республик — в Греции и Риме. Произошла замена дорогой бронзы более дешевым железом. Интенсивно развивалось сельское хозяйство, что обусловило резкий рост населения. Началась эпоха, когда важнейшим металлом стало железо. Из него изготавливались не только сельскохозяйственные изделия, но и оружие. Многие племена и народы специализировались в горнорудном и металлургическом ремесле. В Европе освоение железорудных месторождений связывают с племенами кельтов. Введение в хозяйственный оборот железа и изделий из этого металла ускорило развитие человеческого общества. Первые сведения о минеральных богатствах приводятся в поэмах Гомера, Лукреция и в трудах Аристотеля, Плиния Старшего и др. Широкое использование человеком железа для изготовления орудий труда, оружия и других предметов определило смену бронзового века железным (примерно IX—VIII вв. до н. э.).

Средневековый период ознаменовался заложением основ рудной геологии и созданием горнорудной промышленности. Крупным шагом в раз-

витии материального производства явилось получение литейного чугуна, а из него — стали. Эти новшества способствовали изготовлению пушек и другого вооружения. Мощное развитие получает «кузница» Европы — горные промыслы в Рудных горах. Появляются труды, посвященные минералогии металлургии месторождений серебра, свинца, олова и других металлов. Наиболее знаменательной явилась работа Г. Баурэра «О горном деле и металлургии», которая на протяжении нескольких столетий являлась энциклопедическим справочником для многих поколений рудокопов, геологов и металлургов.

В России эпоха европейского Возрождения выразилась в общем подъеме материальной культуры и накоплении сведений о минеральных полезных ископаемых. Исключительно большое значение имел соляной промысел. Сохранились документальные данные о добыче соли из подземных рассолов в Старой Руссе от 1363 г. Для разведки и добычи рассолов применялись буровые скважины, которые крепились деревянными трубами диаметром до 20 см. Старинная скважина в Тотьме достигала глубины 250 м. В 1584 г. в Москве была сформирована группа специалистов по поискам и разведке месторождений полезных ископаемых: действовали «мерщики», «дозорщики» и «рудознатцы». В 1700 г. был учрежден Приказ рудокопных дел, который в 1718 г. заменен новой высшей государственной организацией — Берг-коллегией. Для использования зарубежного опыта приглашались специалисты из Центральной Европы.

Наиболее значительные события происходили во время царствования Петра I (1672–1765). На Восточно-Европейской равнине разрабатывались болотные и озерные осадочные железные руды, на Кавказе, Алтае и Забайкалье добывали золото, серебро, медь, олово и другие цветные металлы. Особенно активно разрабатывались полезные ископаемые Урала. Подробные сведения о 25 уральских и сибирских горных заводах имеются в трудах В. И. Генина (1676–1750), более 20 лет руководившего горными заводами Олонецкого края, а затем Урала. Огромный вклад в развитие геологии и горного дела внес М. В. Ломоносов.

Позднее средневековье (середина XVIII — середина XIX вв.) характеризовалось появлением теоретических концепций происхождения месторождений полезных ископаемых и созданием горнорудной промышленности. Англичанин Г. Кортон создал первую в мире отапливаемую каменным углем подовую печь для выплавки чугуна и стали, а вскоре его соотечественник Г. Бессемер разработал технологию получения литого чугуна и литой стали, что вывело Англию в мировые лидеры по их выплавке. Согласно данным М. Беккерта, с 1800 по 1870 г. ежегодная выплавка чугуна в Англии возросла со 100 тыс. т до 2 млн т.

Новый (современный) период охватывает промежуток времени начиная с 1820–1830-х гг. Начало его совпало со временем раннего развития капитализма, когда стали интенсивно осваиваться минеральные ресурсы и создаваться мощные промышленные центры, объединяющие железорудные и угольные бассейны – Лотарингский в Западной Европе, в долине оз. Верхнего в США и Канаде, Донецкий в России (на основе каменного угля Донбасса и железных руд Криворожского бассейна). Особенно бурное развитие горнорудного производства началось после Второй мировой войны. В топливном балансе развитых капиталистических и социалистических стран резко возросло значение нефти и газа, стали разрабатываться в больших масштабах месторождения руд цветных, радиоактивных и благородных металлов и редких элементов. Важное значение приобрели минеральные ресурсы Мирового океана, в первую очередь нефть и газ, а также россыпи касситерита, циркона, рутила, монацита и других минералов. Странами-лидерами в освоении морских месторождений углеводородного сырья являлись США, Англия, Норвегия, а россыпей – Австралия. Добыча отдельных видов минерального сырья достигла небывалых объемов. По данным ГНПП «Аэрогеология», на рубеже XX–XXI вв. добыча важнейших полезных ископаемых составила: нефти – 3,2 млрд т, газа – 2,3 трлн м³, углей всех типов – 3,8 млрд т, железных руд – более 1 млрд т, марганцевых руд – 21,8 млн т, хромовых руд – 1,2 млн т, бокситов – 115 млн т.

В течение нового периода была создана горнорудная промышленность в Республике Беларусь. До Великой Отечественной войны в республике добывалось в основном минеральное строительное сырье (мел, глина, песок, песчано-гравийные смеси), а также торф. Крупнейшим являлось горнорудное предприятие по разработке доломита в Рубе вблизи г. Витебска. В послевоенное время в Беларуси создана разветвленная горнодобывающая промышленность. Производится добыча каменной и калийных солей, нефти, строительного камня, мела, мергеля, доломита, глины, песка, песчано-гравийных смесей, подземных пресных и минеральных вод. Крупнейшими горнорудными предприятиями являются: РУП ПО «Беларуськалий», ОАО «Доломит», РУПП «Гранит», а также РУП ПО «Белоруснефть».

Основные тенденции в развитии горнорудного производства. Первая тенденция – это рост объемов потребления минерального сырья и расширение качества используемых в промышленности элементов. Так, в средневековый период использовалось примерно 20 химических элементов и совершенно не применялись минеральные удобрения. Объем потребления минерального сырья в мире в последние два столетия увеличивается в среднем на 5–6 % в год.

Вторая тенденция – исчерпание фонда месторождений минерального сырья, характеризующихся благоприятными горно-геологическими условиями и находящимися в экономически освоенных районах. Новые месторождения выявляются, как правило, на больших глубинах или в труднодоступных для освоения регионах мира, а также на шельфе морей. Это обусловило увеличение стоимости геологоразведочных и эксплуатационных работ.

Третья тенденция – снижение требований промышленности к качеству минерального сырья, совершенствования техники и технологии добычи и переработки полезных ископаемых.

Четвертая тенденция – комплексное использование минерального сырья. Создание замкнутых циклов производства, с одной стороны, повышает эффективность работы горнорудных предприятий, а с другой – снижает их вредное влияние на окружающую среду.

Таким образом, пройдя длительный эволюционный путь, учение о полезных ископаемых окончательно стало фундаментальной основой геологической науки: широко используются достижения космической геологии, механики, математической геологии, химии, физики и компьютерных технологий.

Глава 2

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О РУДНЫХ ТЕЛАХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Учение о геологии месторождений полезных ископаемых исследует условия образования и закономерности распространения в земной коре минеральных месторождений различных генетических типов.

2.1. Основная терминология

Месторождение – природное скопление полезного ископаемого, разработка которого при данной экономической конъюнктуре целесообразна.

Рудопроявление – природное скопление в горных породах полезных минералов в небольших или невыясненных размерах. Иногда в результате разведки и дальнейшего изучения рудопроявление может быть переведено в месторождение.

Геологическое тело – различные по форме, размерам и условиям залегания образования земной коры (пласты, жилы, линзы, штоки и т. д.), сложенные полезным минеральным веществом или содержащие его в

рассеянном виде. В ряде месторождений наблюдается несколько геологических тел.

Полезное ископаемое – природное минеральное образование, которое в сыром или переработанном виде может быть использовано в практической деятельности человека. Полезные ископаемые используются либо в естественном состоянии (высококачественный уголь, кварцевый песок), либо после предварительной обработки путем сортировки, дробления, обогащения. По характеру использования различают три вида полезных ископаемых: рудные (металлические), неметаллические и горючие.

Руда – природное или техногенное образование, содержащее полезный компонент в таких концентрациях и количествах, которые определяют его рентабельную добычу из недр. В настоящее время рудами называют и некоторые нерудные, неметаллические полезные ископаемые. Например, говорят: «асбестовая руда», «апатитовая руда», «графитовая руда» и др.

Неметаллическое полезное ископаемое – минеральное неметаллическое вещество, которое по качеству и количеству пригодно для использования в естественном или переработанном виде в практической деятельности человека.

Горючее полезное ископаемое – минеральное вещество, извлекаемое из недр Земли в массовом количестве и используемое в естественном или переработанном виде как энергетическое топливо или служащее сырьем для металлургической и химической промышленности.

2.2. Морфология тел полезных ископаемых

Для твердых полезных ископаемых наиболее характерны три морфологических типа тел полезных ископаемых: 1) изометричные; 2) плоские; 3) вытянутые по одному направлению.

Изометричные тела полезных ископаемых представляют собой скопления минерального вещества, примерно равные во всех измерениях. К ним относятся штоки, штокверки и гнезда.

Шток – крупная более или менее изометричная залежь сплошного или почти сплошного минерального сырья. Примером могут служить штоки каменной соли, медно-сульфидных, железных и других руд.

Штокверк – изометричное рудное тело, представляющее собой массу горной породы, пронизанную густой сетью различно ориентированных прожилков, и насыщенное вкрапленностью рудных минералов (рис. 1). Примером штокверков являются тела некоторых месторождений меди, олова, молибдена, асбеста и других полезных ископаемых.

Гнездо – относительно крупное локальное скопление полезного ископаемого. Подобную форму залегания имеют некоторые тела свинцово-цинковых, хромитовых, ртутно-сурьмяных месторождений.

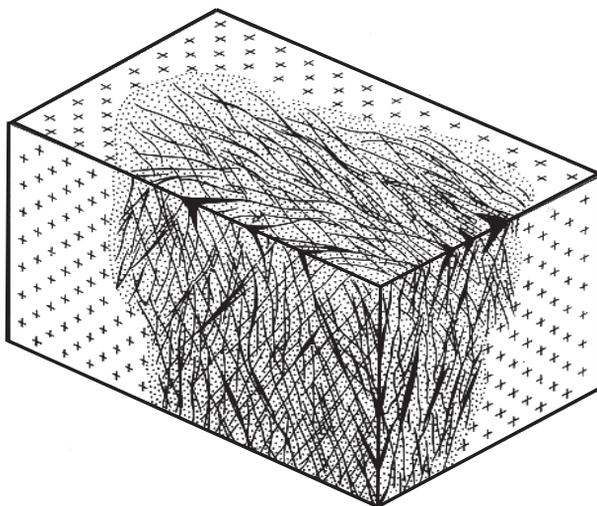


Рис. 1. Штокверк

Плоские тела полезных ископаемых характеризуются двумя протяженными и одним коротким размером. Их представителями являются пласты и жилы (рис. 2, 3).

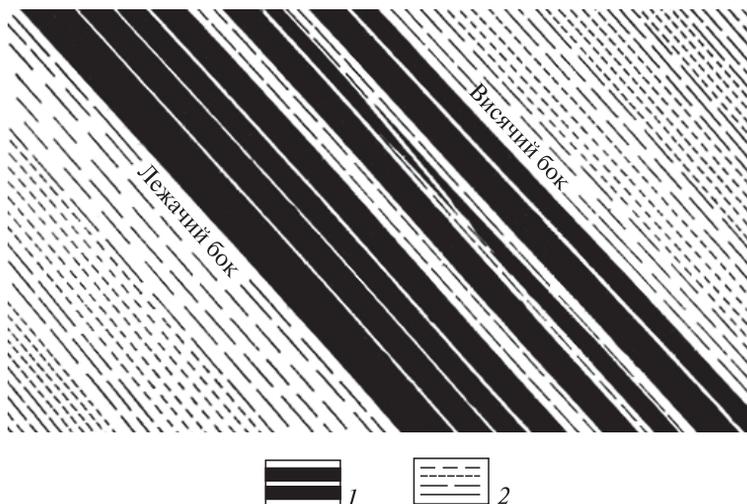


Рис. 2. Строение пласта полезного ископаемого (в разрезе):
1 – пачки и слои полезного ископаемого; 2 – прослои вмещающей породы

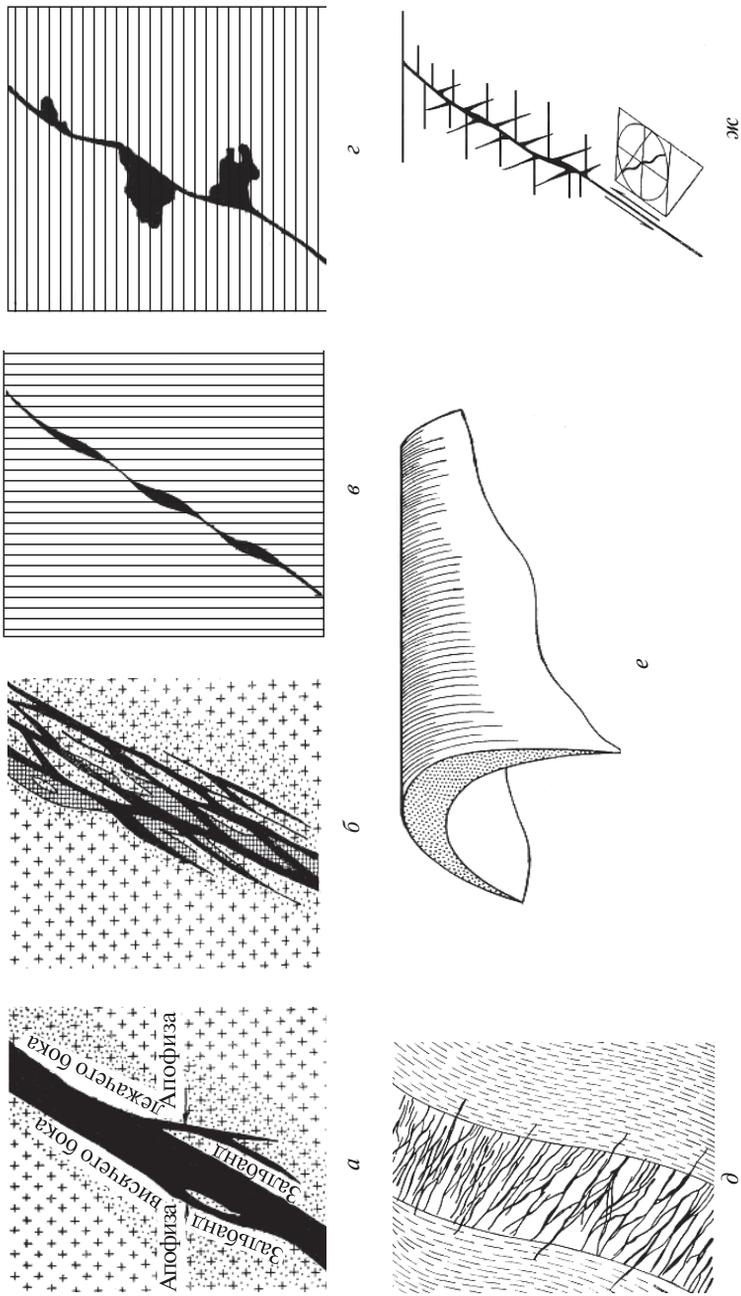


Рис. 3. Жилы:
 а — простая; б — сложная; в — четко видная; г — седловидная; е — лестничная; ж — оперенная
 (точками покрыта площадь измененных околожилных вмещающих пород)

Пласт — тело полезного ископаемого, имеющее плоскую форму, при которой его мощность во много раз меньше размеров площади распространения, и ограниченное двумя более или менее параллельными поверхностями напластования. Различают пласты *простые* (без прослоев вмещающих пород) и *сложные* (с прослоями пород). Пластовая форма залегания характерна для месторождений осадочных полезных ископаемых (каменные и бурые угли, горючие сланцы, калийные соли, фосфориты, марганцевые железные руды и др.).

Жила — трещина в горных породах, выполненная минеральным веществом полезного ископаемого. Жилы бывают простые и сложные. К *простым жилам* относятся одиночные минерализованные трещины; к *сложным* — пучки переплетающихся трещин, зон дробления или рассланцевания. По особенностям морфологии среди жил выделяются четко видные, камерные, седловидные, лестничные и оперенные.

Тела полезных ископаемых, вытянутые по одной оси, называются *трубами*, *трубками* или *трубообразующими залежами*. Такая форма залегания характерна для коренных месторождений алмазов.

2.3. Площади распространения полезных ископаемых

В зависимости от масштабов проявления и распространения полезных ископаемых выделяются следующие таксономические единицы: провинция, область (пояс, бассейн), район (узел), поле, месторождение, рудное тело. Такое иерархическое подразделение является общепризнанным и излагается во всех классических учебниках (В. И. Смирнов, П. М. Татарinov, С. А. Вахромеев, В. И. Старостин, П. А. Игнатов и др.).

Провинция полезных ископаемых представляет собой крупный участок земной коры, относящийся к платформе, складчатому поясу или дну морей и океанов с размещенными в их пределах специфических ассоциаций месторождениями (Уральская, Кавказская, Андийская металлогенические провинции). Угленосным провинциям обычно придается географическое название (Забайкальская, Московско-Уральская и т. д.).

Область полезных ископаемых является составным элементом провинции и характеризуется определенным набором минеральных месторождений, схожих по составу и генезису и приуроченных к тектоническим структурам первого порядка — впадинам, грабенам, поднятиям и т. д. Вытянутые линейные области, контролируемые обычно глубинными разломами, зонами субдукции и рифтовыми системами, называются *рудными поясами*. Площадь измерения — от сотен тысяч квадратных километров. В пределах континентальных и океанических плит выделяют *бассейны*, представляющие собой площади непрерывного распространения металлических или неметаллических полезных ископаемых. Например, Керченский железорудный, Никопольский марганцеворудный, Подмо-

сковный буроугольный бассейн и др. Площади бассейнов измеряются сотнями-тысячами квадратных километров.

Рудный район – местное скопление месторождений в пределах более крупных таксонов (провинция, область, бассейн), обусловленное их приуроченностью к определенным тектоно-магматическим и литолого-фациальным обстановкам. В случае концентрации месторождений в местах пересечения разломов такой район называется *рудным узлом*. Площади рудных узлов достигают сотен и нескольких тысяч квадратных километров. Примером могут служить узлы полиметаллических месторождений, выделенные С. С. Смирновым в Восточном Забайкалье.

Рудное поле – группа месторождений, объединяемых общностью происхождения и единством геологической структуры. Поля полезных ископаемых состоят из *месторождений*, а последние – из *тел полезных ископаемых*.

Глава 3

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД, ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ И РУДАХ

3.1. Вещественный состав руд

Под *вещественным составом минерального сырья* принято понимать минеральный и химический состав руд. Изучение вещественного состава имеет большое научное и практическое значение. Данные по составу руд и особенно парагенезису минералов способствуют выяснению условий формирования месторождения.

Знание минерального состава руд позволяет определять их качество, выяснять содержание в них полезных и вредных примесей. Не менее важно для научных и практических целей определение закономерностей распределения компонентов в рудном теле, что позволяет рационально проводить разведочные и эксплуатационные работы на месторождении. Знание вещественного состава и структуры руд помогает выбирать наиболее оптимальные методы их механического обогащения, металлургической плавки и химической переработки.

Для неметаллических полезных ископаемых, кроме минерального и химического состава, необходимо знать физические свойства сырья, например прочность и длину волокна асбеста, прозрачность слюды, электросопротивление мрамора, огнеупорность глин, полевого шпата, кварцита и т. д.

В рудах различают и нерудные минералы. *Рудные минералы* содержат ряд металлов, используемых в промышленности, например, магнетит содержит железо, халькопирит – медь, сфалерит – цинк, галенит – свинец и т. д.

Нерудные, или *сопровождающие*, *минералы* сопутствуют рудным. Руда редко состоит из одних рудных минералов; в ней всегда присутствует некоторое количество нерудных минералов. К сопровождающим минералам относятся: а) оливин, пироксен, амфибол, встречающиеся в магматических месторождениях; б) гранат, пироксен, амфибол, хлорит, эпидот – в скарных месторождениях; в) кварц, серицит, хлорит, карбонаты, барит, флюорит – в гидротермальных и др.

По составу преобладающей части рудных минералов выделяются следующие главнейшие типы руд: 1) оксидные – в форме оксидов и гидроксидов, характерные для многих месторождений железа, марганца, хрома, урана, алюминия и др.; 2) силикатные – наиболее типичные для неметаллических полезных ископаемых (асбест, тальк, слюда и др.); 3) сернистые – в виде сульфидов, арсенидов, антимонидов, реже в форме соединений висмута, теллура и селена, к которым принадлежит большинство руд цветных металлов; 4) карбонатные, свойственные некоторым месторождениям железа, марганца, свинца, цинка, меди; 5) сульфатные, к которым относятся месторождения бария, стронция и других элементов; 6) фосфатные, охватывающие месторождения фосфора и связанных с ним соединений; 7) галоидные, характерные для месторождений солей и флюорита; 8) самородные, представленные металлами и сплавами (золото, платина, медь).

Ценные и вредные примеси в рудах. Кроме элементов, имеющих промышленное значение, в рудах нередко встречаются так называемые вредные примеси. В железных рудах это сера и фосфор. Сера вызывает ломкость металла в горячем состоянии, фосфор – ломкость и хрупкость в холодном. Повышенное количество этих элементов в руде снижает ее качество. Раньше железные руды с высоким содержанием этих примесей не разрабатывались. В настоящее время железные руды с содержанием серы выше нормы подвергаются специальной предварительной обработке. Например, магнетитовые сернистые руды горы Магнитной предварительно обогащаются путем магнитной сепарации, в результате чего отделяются сульфиды, вместе с которыми выводится и сера; после этого концентрат из магнетита пригоден для нормальной плавки.

Фосфористые руды раньше для плавки не использовались. В 1879 г. инженер С. Дж. Томас разработал метод плавки на основном поде, так называемый метод томасирования, позволивший из фосфорсодержащих чугунов выплавлять кондиционную сталь. Получаемый при этом так называемый томасов шлак – фосфористый продукт – идет на получение фосфатных удобрений.

К числу нежелательных примесей в железных рудах относится цинк. Содержание цинка порядка 0,2 % очень вредно потому, что при плавке он образует летучие соединения, которые разрушают кладку доменной печи. Нежелательной примесью такого же рода в железных рудах являются свинец и мышьяк.

В железных рудах нередко присутствует и ряд ценных примесей, одной из которых является марганец, в тех или иных количествах содержащийся во всех железных рудах. Он улучшает свойства чугуна и стали — увеличивает их твердость и вязкость и парализует вредное влияние серы.

Ванадий — ценная примесь титаномагнетитовых руд и бурых железняков в осадочных месторождениях. Содержание его, измеряемое сотыми долями процента, уже является промышленным. Ванадийсодержащая сталь идет на изготовление технических элементов авиационных и автомобильных моторов.

Никель содержится в составе силикатных минералов в месторождениях бурых железняков коры выветривания. Он легко восстанавливается и при плавке почти целиком переходит в чугун. Никель улучшает механические свойства металла и делает его более стойким по отношению к окислению. Содержание его в руде, измеряемое десятками долями процента, является промышленным.

Полезными примесями в железных рудах являются кобальт, медь, титан и хром, однако содержание трех последних элементов не должно быть выше определенной нормы. Иногда в железных рудах (бурых железняках) встречается золото; если содержание последнего значительно, то руда добывается не на железо, а на золото.

В рудах цветных металлов при современной технологии производства почти не существует вредных примесей; все составляющие их компоненты могут быть использованы. Переработка руд с применением составляющих их полезных элементов называется комплексной. Вопросу комплексной переработки руд уделяется в настоящее время большое внимание как в СНГ, так и в странах дальнего зарубежья. Из руд колчеданных месторождений Урала, полиметаллических месторождений Алтая, медно-никелевых месторождений Монче-Тундры и Норильска, золоторудных месторождений Урала, Сибири при комплексной переработке попутно с основными компонентами могут быть извлечены редкие металлы, рассеянные элементы, а также железо и сера в большом количестве.

3.2. Парагенетические ассоциации элементов и минералов в рудах

В месторождениях полезных ископаемых часто наблюдаются закономерные ассоциации химических элементов и минералов, называемые соответственно парагенезисом элементов и минералов. Большое внимание парагенезису уделяли В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман; А. Г. Бетехтин уточнил и развил это понятие, предложив под парагенезисами минералов понимать не просто ассоциации всех совместно находящихся минералов, а определенные группы совместно образовавшихся минералов.

В современной минералогии и геохимии термин парагенезис означает совместное нахождение минералов или химических элементов, связанных генетически. Парагенезис элементов и минералов, слагающих руды, имеет большое значение для поисково-разведочных работ и оценки месторождений полезных ископаемых. Если в дунитах, например, встречены шпиделииты хромита, то возможно нахождение в них и платины. Если габбро содержат пирротин и халькопирит, то в них может присутствовать и никельсодержащий сульфид – пентландит. В гранитных пегматитах, содержащих кристаллы сподумена, следует искать касситерит. В месторождениях жильково-вкрапленных руд, наряду с сульфидами меди, может находиться в промышленных количествах и молибденит. В колчеданных пиритных рудах, кроме основных промышленных элементов (Cu, Au, Ag, Pt), постоянно присутствуют и другие элементы, поэтому необходима комплексная переработка таких руд. Для латеритов характерно наличие в железной руде ценных примесей – никеля и хрома, позволяющих использовать их как природно-легированные руды.

Парагенетические соотношения в рудах по А. Г. Бетехтину. А. Г. Бетехтин доказал (1950–1955), какое большое значение для познания процессов рудообразования имеет изучение закономерных парагенетических ассоциаций в рудах.

В качестве примера рассмотрим физико-химические условия образования сульфидов и оксидов железа. Парагенетические ассоциации минералов в рудах зависят от температуры и состава растворов. Температура оказывает существенное влияние на устойчивость оксидов и сульфидов железа. В воздухе, т. е. в условиях высокого парциального давления кислорода при температуре свыше 800 °С, происходит термическая диссоциация гематита с переходом его в магнетит:



В глубине земной коры по мере понижения концентрации кислорода это превращение наступает при еще более низких температурах. Поэтому в парагенетических ассоциациях минералов, образующихся в глубинных условиях, гематит как ранний высокотемпературный минерал не встречается. На глубине образуется высокотемпературный магнетит в парагенезисе с пироксеном и гранатом. Однако из этого не следует, что магнетит всегда является высокотемпературным минералом. Известны случаи нахождения низкотемпературного магнетита как в гидротермальных месторождениях в парагенезисе с сульфидами, так и в метаморфизованных или слабо-метаморфизованных месторождениях железа типа коры выветривания в ассоциации с сидеритом и хлоритом (месторождения Халилово, Малкинское в России, месторождения на о. Куба).

Таким образом, для магнетита в зависимости от температуры его образования возможны три парагенетические ассоциации:

1) высокотемпературный магнетит в скарных месторождениях в ассоциации с пироксеном и гранатом;

2) среднетемпературный магнетит гидротермальных месторождений в парагенезисе с сульфидами и гематитом;

3) низкотемпературный магнетит в месторождениях коры выветривания, ассоциирующий с сидеритом и хлоритом.

Аналогичная термическая диссоциация при повышении температуры происходит и с пиритом (FeS_2), который при нагревании в запаянной трубке при температуре 575°C превращается в пирротин (FeS). Однако в природных условиях пирротин встречается не только как высокотемпературный минерал. Минераграфические исследования показывают, что в большинстве гидротермальных месторождений пирротин выделяется одним из последних. Например, на месторождении Тетюхе встречен пирротин гексагональной модификации в ассоциации с кальцитом. Такая модификация пирротина устойчива при температуре ниже 138°C .

Следовательно, в зависимости от температуры растворов парагенетические ассоциации минералов различны, поэтому нельзя по одному характерному минералу (в данном случае по магнетиту или пирротину) судить о температуре образования руды. Надежным температурным критерием может быть лишь определенная парагенетическая ассоциация минералов.

Еще большее значение для последовательности выделения различных оксидов и сульфидов железа имеет изменение состава растворов и, в частности, вариации соотношений концентраций кислорода и серы в процессе рудообразования.

Изученные парагенезисы и последовательности образования минералов, относящиеся к системе Fe-S-O , А. Г. Бетехтин сводит в определенные группы парагенетических рядов (рис. 4).

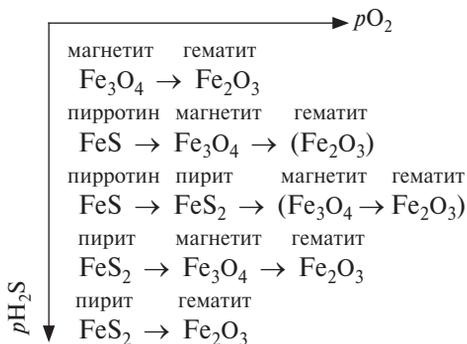


Рис. 4. Последовательность образования минералов в системе Fe-S-O (по А. Г. Бетехтину):

\downarrow – увеличение давления (концентрации) сероводорода (H_2S) в растворе; \rightarrow – повышение в растворе концентрации кислорода (O_2)

Ряд 1. В условиях очень низкого давления сероводорода при повышении концентрации кислорода в растворе вместо магнетита будет выделяться гематит, как, например, на Чатахском гидротермальном месторождении (Грузия). Во многих железорудных месторождениях в этих условиях происходит мартитизация магнетита.

Ряд 2. При повышении концентрации сероводорода вначале образуется пирротин, который затем по мере увеличения концентрации кислорода в растворе замещается магнетитом. Такая последовательность наблюдается в жильных месторождениях медно-никелевых руд. Магнетит после полного исчезновения пирротина иногда замещается более поздним гематитом.

Ряд 3. В условиях более повышенного давления сероводорода пирротин при повышении кислородного потенциала в растворах замещается пиритом или марказитом. Замещение пирротина вторичным пиритом — широко распространенное явление. Реже встречаются псевдоморфозы по пирротину пирита с магнетитом, а иногда и с более поздним гематитом.

Ряд 4. При еще более повышенном давлении сероводорода первоначально выкристаллизовавшийся пирит в случае повышения концентрации кислорода замещается магнетитом. Такие взаимоотношения пирита с магнетитом наблюдаются в колчеданных рудах Карпушинского месторождения на Урале.

Ряд 5. При высоком давлении сероводорода вначале выпадает пирит, а после него при условии резкого повышения концентрации кислорода — гематит. Таковы, например, случаи выделения гематита после пирита в некоторых гидротермальных месторождениях Средней Азии, расположенных неглубоко.

По данным А. Г. Бетехтина, рудоотложение представляет собой сложный процесс, который сопровождается неоднократным изменением в растворах режима серы и кислорода. Поэтому последовательность выделения минералов в рудах обусловлена не столько падением температуры, сколько изменением соотношений концентраций компонентов в растворах в процессе рудоотложения. Этим объясняется тот факт, что большинство минералов, особенно в рудах гидротермального происхождения, имеют несколько генераций.

Глава 4

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

4.1. Основные понятия

Изучение формы рудных зерен, их размеров и строения, расположения минеральных агрегатов позволяет выбрать наиболее рациональный метод обогащения руды, а также получить ценные данные для определения условий образования руд и, следовательно, генезиса месторождения.

Изучение текстур и структур руд производится различными методами: наблюдения в естественных или искусственных обнажениях и зарисовки строения руд; макроскопическое или с помощью лупы изучение штуфов руд и образцов керна из скважин; изучение и фотографирование приполированных штуфов руд; микроскопическое исследование полированных шлифов в отраженном свете, сопровождающееся иногда травлением и выполнением микрофотографий.

Текстура руды (горной породы) — это совокупность признаков, обусловленных ориентировкой и относительным расположением и распределением составных частей руды. Морфологической единицей текстурного рисунка является агрегат минералов.

Структура руды определяется формой, размерами и расположением зерен минералов. Морфологической единицей структурного рисунка является кристаллическое зерно.

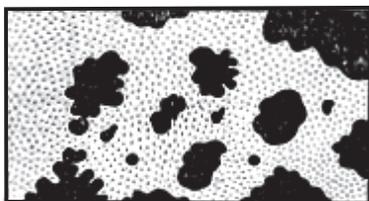
В понятие структуры и текстуры руды А. Г. Бетехтин вкладывает определенный генетический смысл. Различные текстуры руд формируются при разных геологических процессах, при этом особое значение для формирования текстурного рисунка имеет способ отложения минерального вещества. Так, при кристаллизации магмы, инъекции магматических расплавов, процессах метасоматического замещения вмещающих пород, выполнения рудоносными растворами открытых трещин или полостей, выпадения минеральных масс из водных растворов и осаждения их на дне водного бассейна образуются различные текстуры руд, характерные лишь для данного геологического процесса.

4.2. Классификация текстур руд и краткая характеристика отдельных текстурных типов

Текстуры руд А. Г. Бетехтин, В. И. Смирнов, С. А. Юшко разделяют на 10 групп, с разным количеством видов внутри каждой: массивная, пятнистая, полосчатая, прожилковая, сфероидальная, почковидная, дробления, пустотная, каркасная, рыхлая (рис. 5).

Массивные текстуры очень широко распространены в эндогенных месторождениях (магматических и постмагматических) и реже в осадочных и метаморфогенных. Они характеризуются однородным строением руды, состоящей из агрегатов тесно соприкасающихся зерен. Это наиболее богатые руды, содержащие повышенное количество рудных минералов. В массивных рудах всегда присутствуют (5–40 %) нерудные минералы, не видимые невооруженным глазом.

На метаморфогенных месторождениях известны руды массивной текстуры, образовавшиеся в результате переотложения и перекристаллизации ранее отложенных рудных масс.



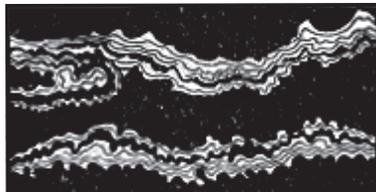
a



e



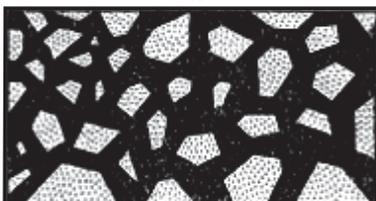
б



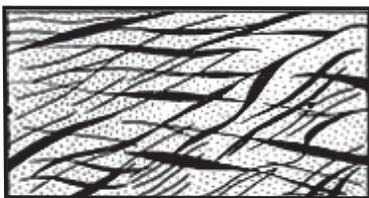
ж



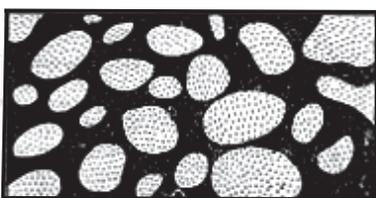
в



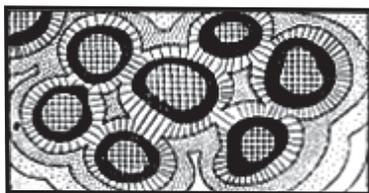
з



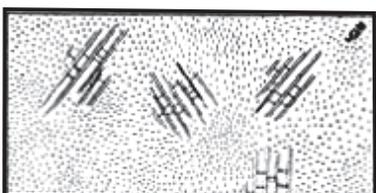
г



и



д



к

Рис. 5. Некоторые типы текстур руд (схемы):

a – пятнистая; *б* – полосчатая; *в* – крустификационная; *г* – прожилковая;
д – кокардовая; *е* – болитовая; *ж* – колломорфная (по С. А. Юшко); *з* – брекчиевая;
и – брекчиевидная; *к* – фрагменты каркасно-ящичной текстуры

Полосчатые текстуры представляют собой чередование полос, разных по строению или минеральному составу. Например, полосчатая хромитовая руда, образовавшаяся магматическим путем, представлена чередующимися полосами, сложенными мелко- и крупнозернистым хромитом; полосчатая колчеданная руда гидротермального происхождения — чередующимися полосами различного минерального состава — преимущественно пиритовыми с халькопиритовыми и сфалеритовыми прослоями. Иногда встречаются полосчатые руды, в которых отдельные полосы отличаются строением и составом одновременно.

Полосчатость может возникнуть в результате ритмичных отложений минерального вещества. Таковы, например, руды Кадаинского свинцово-цинкового месторождения в Восточном Забайкалье.

Как разновидность полосчатой текстуры можно отметить псевдослоистую, образующуюся путем избирательного метасоматического замещения тонкослоистых осадочных пород. Псевдослоистая текстура наблюдается, например, на полиметаллическом свинцово-цинковом месторождении Текели в Средней Азии.

Жильные текстуры, или *текстуры пересечений*, характерны для руд, в которых развиты секущие поперечные или диагональные прожилки, сложенные различным минеральным веществом. Такие прожилки, образованные преимущественно халькопиритом, теннантитом и сфалеритом, наблюдаются в колчеданных рудах Урала.

Крустификационные текстуры образуются в рудах при заполнении минеральным веществом открытых трещин. Нередко эти текстуры обладают симметричной полосчатостью, т. е. в лежачем и висячем боках жилы наблюдаются одни и те же минеральные вещества, располагающиеся полойно, согласно с очертанием других слоев руды. Крустификационные текстуры характерны для постмагматических (гидротермальных) месторождений. Поскольку крустификационные текстуры образуются путем выполнения открытых трещин, они являются показателем отложения руд на небольшой глубине и при малом давлении.

Частный случай крустификационной текстуры — текстура гребенчатая, в которой отдельные полоски имеют столбчатое или шестоватое строение, причем эти столбики или шестики располагаются перпендикулярно зальбандам жилы. Такое гребенчатое строение могут иметь кварц, кальцит и некоторые рудные минералы (сфалерит и др.).

Слоистые текстуры широко распространены в осадочных месторождениях. Они представляют собой чередование слоев, сложенных рудным и нерудным материалом или рудными минералами различного состава и строения. Например, слоистая текстура марганцевой руды Чиатурского месторождения в Грузии. В Керченском и Аятском (Казахстан) месторождениях слоистую текстуру имеют железные руды. Как частный случай

слоистой текстуры различают параллельно-слоистые (слои, параллельные между собой) и косослоистые (одна пачка слоев располагается под углом к другой) текстуры.

Линзовидные текстуры наблюдаются в рудах многих осадочных месторождений. Они характеризуются тем, что некоторые слои имеют постоянную мощность, быстро выклиниваются по простиранию или по падению, принимая форму линзы. Такие линзовидные текстуры характерны, например, для Тихвинского месторождения бокситов и месторождений углей Подмосковского буроугольного бассейна. Линзовидная текстура руд довольно обычна и для эндогенных месторождений (магматические месторождения хромита, гидротермальные руды некоторых колчеданных месторождений Урала).

Сланцеватые текстуры наблюдаются в метаморфизованных месторождениях. Они возникают в результате ориентированного, одностороннего давления. Например, сланцеватая текстура железных маритовых руд Кривого Рога. В результате метаморфизма могут образовываться и полосчатые текстуры руды. Характерные полосчатые текстуры наблюдаются в месторождениях железистых кварцитов Кривого Рога и Курской магнитной аномалии (КМА), а также в метаморфизованных марганцевых рудах Урала и Казахстана. Полосчатость в этих рудах в основном унаследована от первоначальной слоистости осадков.

По мнению А. Н. Заварицкого, полосчатые колчеданные руды уральских месторождений образовались в результате одностороннего сжатия рудных масс, причем минералы, обладающие большей пластичностью (халькопирит, сфалерит), оказались податливыми, текучими и расположились в виде полос вдоль рудного тела согласно его контактам.

Бобовая (нодулярная) текстура характерна для магматических хромитовых месторождений. В них часто наблюдаются округлые выделения хромита (бобы), имеющие в поперечнике 1–2 см, причем каждый из таких бобов представляет собой агрегат тесно сросшихся между собой хромитовых зерен. По данным А. Г. Бетехтина и Г. А. Соколова, подобные бобовые текстуры в рудах образовались в результате процесса ликвации, т. е. выделения жидкого хромитового расплава из жидкой силикатной массы.

Очковые текстуры характеризуются округлыми или эллипсоидными выделениями в руде нерудных минералов. Они наблюдаются, например, в рудах Сарановского месторождения хромита. Такие текстуры показывают, что в момент выделения из расплава твердых нерудных минералов (по-видимому, оливина) хромит находился еще в жидком состоянии. Если зерна нерудных минералов тесно соприкасаются между собой, а выделения рудных минералов (магнетит), заполняя их промежутки, имеют неправильную форму или форму петель, то такое строение руды принято называть *сидеронитовой текстурой*.

Кокардовые текстуры, встречающиеся в ряде постагматических месторождений, образуются за счет обломков породы более или менее изометричной формы, обрастающих корками руды. Кокардовая текстура может образоваться только в том случае, когда рудные растворы свободно циркулируют по открытым полостям. Эти текстуры являются показателем образования руд на малых глубинах при незначительном давлении.

Колломорфные (почковидные) текстуры представляют собой сложную систему извилистых параллельных полосок или зональных почек.

Руды колломорфной текстуры образовались из коллоидных растворов. По представлениям Д. П. Григорьева (1953), колломорфные текстуры не являются обязательным критерием отложения минерального вещества из коллоидных растворов. Подобные текстуры могут образовываться и в процессе кристаллизации из истинных растворов. Обычно колломорфные текстуры наблюдаются под микроскопом, хотя в некоторых случаях их можно различить и невооруженным глазом. Они встречаются среди сульфидных руд, образовавшихся на малой или умеренной глубине, но особенно характерны для окисленных руд месторождений выветривания.

Оолитовые текстуры образуются обычно в прибрежных частях морей путем отложения минерального вещества (рудного и нерудного) в виде тонких слоев вокруг взвешенных в воде песчинок. Отдельные округлые тельца (оолиты) имеют размеры от нескольких миллиметров до 1–2 см. Оолитовые текстуры могут образовываться как при выпадении вещества в виде геля из коллоидных растворов, так и из истинных молекулярных растворов при их пересыщении. Оолитовые руды особенно характерны для железо- и марганцеворудных осадочных или слабометаморфизованных месторождений. В бокситах можно наблюдать частный случай оолитовой текстуры, так называемую *пизолитовую текстуру*, которая характеризуется сферолитами послойно-зонального строения.

Оолитовая (реликтовая) текстура возникает при метаморфизме оолитовых осадочных руд. При этом бурожелезняковые оолитовые руды могут переходить в гематитовые, сохраняющие прежнюю оолитовую текстуру.

Конгломератовые текстуры характерны для руд осадочных месторождений, в которых наблюдаются округлые гальки, сцементированные минеральным веществом. Гальки и цемент могут быть сложены как рудными, так и нерудными минералами. Такие текстуры обычны для руд Халиловского железорудного месторождения на Урале или Нижнеангарского в Восточной Сибири.

Конкреционные текстуры наблюдаются в месторождениях выветривания. Они образуются в рыхлых породах под действием поверхностных вод. В виде конкреций (минеральных стяжений), имеющих размеры в поперечнике от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, встре-

чаются бурожелезняковые или марганцевые руды, марказит, фосфориты и др. На Полуночном месторождении марганцевых руд на Северном Урале наблюдаются прекрасно выраженные конкреции пиролюзита.

Текстуры с неправильными и сложными формами развиты в рудах эндогенных и экзогенных месторождений.

Такситовые (шипировые) текстуры характеризуются выделением крайне неправильных по форме минеральных агрегатов, имеющих неоднородное строение в центральной и периферической частях. Эти текстуры обычны для магматических месторождений, например для месторождений самородной платины и хромита.

Пятнистые текстуры характеризуются выделением неправильных по форме пятен, сложенных преимущественно одним минералом, например сфалеритом или галенитом. Они наблюдаются в сульфидных рудах гидротермальных месторождений, например в свинцово-цинковых рудах Алтая или Садона.

Друзовая текстура — это агрегат кристаллов, выделяющихся на стенках какой-либо полости или трещины. Она характерна для гидротермальных месторождений, но наблюдается также в рудах скарных и пегматитовых месторождений.

Брекчиевые текстуры представляют собой угловатые обломки руд, сцементированные нерудным материалом, или, наоборот, обломки горной породы, сцементированные рудой. Если обломки имеют полукруглую форму — текстура называется *брекчиевидной*. Брекчиевые и брекчиевидные текстуры встречаются в рудах различных генетических типов как эндогенных, так и экзогенных и метаморфогенных месторождений.

К этой же подгруппе текстур относятся *колломорфные текстуры*, представляющие собой сложнопетельчатые и пятнистые агрегаты. Эти текстуры наблюдаются главным образом в сульфидных рудах гидротермального происхождения. Примером может служить колломорфная текстура золотоносного кварца с сульфидами Бaleyского месторождения Восточного Забайкалья.

Среди месторождений выветривания также широко распространены неправильные, сложные текстуры, например *корковая* и *натечная*, представляющие собой корки или натечи минерального вещества в рудах, образующихся при поверхностных процессах (лимонитовые руды, малахит, смитсонит и др.).

Жеодовые текстуры образуются в результате выполнения минеральным веществом полостей в рудах и горных породах. Жеоды имеют концентрически-зональное, послойное строение. Иногда они достигают огромных размеров.

4.3. Структуры руд

Выделяется большое разнообразие структур, которые В. И. Смирнов объединил в 13 важнейших групп: 1) равномернозернистая; 2) неравномернозернистая; 3) пластинчатая; 4) волокнистая; 5) зональная; 6) кристаллографически ориентированная; 7) тесного срастания; 8) окаймления; 9) замещения; 10) дробления; 11) колломорфная; 12) сферолитовая; 13) обломочная. В бывшем СССР был издан ряд атласов, в которых обобщена и систематизирована обширная информация, отражающая все разнообразие структурных и текстурных признаков горных пород и руд: «Атлас текстур и структур осадочных пород. Ч. 1: Обломочные и глинистые породы» (М., 1962); «Атлас текстур и структур осадочных пород. Ч. 2: Карбонатные породы» (М., 1969); «Атлас структур и текстур галогенных пород СССР» (Л., 1974) и др.

4.4. Генетическое значение текстур руд

Самое существенное в изучении текстур руд – не определение названия текстурного типа, а анализ возрастных взаимоотношений минеральных агрегатов, вскрывающих сущность генетического процесса. Это довольно трудная задача, осложняющаяся тем, что руды различного генезиса могут иметь текстуры с одинаковыми морфологическими особенностями. Например, полосчатые текстуры могут наблюдаться в магматических, гидротермальных и метаморфизованных месторождениях, друзовая текстура – в скарновых, гидротермальных и экзогенных месторождениях. Поэтому для определения генезиса месторождения изучения только текстур недостаточно. Текстура руды в совокупности с морфологическими, минералогическими и геологическими критериями позволяет решать сложный и важный вопрос происхождения месторождения.

Для познания генезиса месторождений очень важное значение имеет установление возрастных взаимоотношений минералов и их агрегатов. Критерии, определяющие последовательность выделения минералов, весьма разнообразны.

Хорошо образованные идиоморфные кристаллы часто (но не всегда) выделяются первыми, за исключением метакристаллов, которые возникают вследствие весьма значительной силы кристаллизации; они моложе окружающих их минералов.

Коррозия и замещение одного минерала другим являются надежным возрастным критерием: замещающий минерал моложе минерала замещаемого.

Секущие жилки – наиболее надежный возрастной признак. Минералы, слагающие жилки, моложе окружающего минерального вещества. Взаимные пересечения жилок разного состава могут указывать на несколько стадий минерализации.

Глава 5

МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

5.1. Основные элементы характеристики месторождений

Изучение месторождений полезных ископаемых производится с целью выяснения геологических условий их образования и оценки возможности промышленного использования. Для характеристики месторождения и условий его образования необходимо выяснить: 1) геологическое окружение; 2) структуру рудного поля; 3) условия залегания рудных тел; 4) вещественный состав и структуры руд; 5) генезис месторождения.

Геологическое окружение — положение месторождения среди окружающих его формаций и комплексов пород. Выяснение геологического строения рудоносной области, с которой связано конкретное месторождение, производится в результате геологосъемочных работ в масштабе 1 : 500 000 или 1 : 200 000.

Структура рудного поля — геологическое строение рудоносного участка, тектоника и связь с ней промышленного оруднения.

Условия залегания рудных тел — морфология, размеры рудных тел и залежей, строение разрезов, характер взаимоотношения руды с вмещающими породами и т. п. Все эти параметры выясняются в результате разведочных работ или проходки горных выработок.

Вещественный состав и структуры руд — качественный и количественный минеральный и химический состав руд, их структурные и текстурные особенности. Изучение производится по керну и шламу скважин и пробам, отобранным в горных выработках (шурфах, шахтах, штольнях).

Генезис месторождения — выяснение условий образования минеральных месторождений на основе полученных фактических данных при их разведке. Это очень важная, но достаточно трудная задача, которая заключается в выяснении истории формирования и эволюции месторождения.

5.2. Методология изучения месторождений полезных ископаемых

Исследование месторождений полезных ископаемых включает ряд стадий: 1) наблюдение; 2) опыт; 3) гипотеза; 4) экономический анализ.

Наблюдение. Этот метод широко применяется в естествознании, и в частности в учении о полезных ископаемых. Наблюдения производятся, как правило, в полевых условиях. Изучаются естественные или искусственные выходы полезных ископаемых, положение рудных тел в

стратиграфическом разрезе, связь их с комплексами изверженных пород, условия локализации, морфология, размеры, строение и минеральный состав. Основным методом полевых исследований является геологическое картирование — составление карт, геологических разрезов, стратиграфических колонок и т. п. Для промышленной оценки месторождений выполняются геологоразведочные работы с использованием горных выработок, буровых скважин, геохимических и геофизических методов. Попутно оцениваются гидрогеологические и инженерно-геологические условия.

Наблюдения могут производиться также в процессе камеральной обработки собранного геологического материала (макроскопическое изучение штурфов, описание шлифов под микроскопом и др.).

Опыт. Для выяснения условий образования полезных ископаемых нередко применяются экспериментальные исследования, выполняемые в лабораторных условиях. Еще в 1841 г. А. Добре искусственным путем получил оловянный камень из хлорида олова. Большой интерес представляли исследования по выяснению растворимости сульфидов железа, меди, серебра и кобальта в водных растворах при комнатной и повышенной температурах (Я. И. Ольшанский, В. В. Иваненко). Эпохальное научное значение имели опыты, выполненные Д. И. Менделеевым по получению нефти из неорганических соединений.

Следует также отметить экспериментальные исследования, проведенные Г. Узилио (1849), Я. Х. Вант-Гоффом, Д'Ансом и российскими исследователями (Н. С. Курнаковым, В. И. Николаевым, М. Г. Валяшко и др.) по выпариванию морской воды с целью выяснения порядка кристаллизации солей и решения других задач соляной геологии.

В XX в. широкое развитие получили экспериментальные работы по синтезу искусственных минералов. В 1955 г. в США при температуре 4000–5000 °С и давлении до 53 000 атм впервые были получены искусственные алмазы из углеродистых соединений. Особенно крупные успехи в экспериментальной минералогии достигнуты на рубеже XX–XXI вв. в связи с внедрением лазерных и иных инновационных технологий.

Гипотеза. В процессе изучения конкретных минеральных месторождений получают фактические данные об условиях залегания, форме, строении, минеральном составе тел и пластов полезных ископаемых и взаимоотношениях их с вмещающими породами. На основании этих данных выдвигается рабочая гипотеза или создается модель строения месторождения. Применение современных ГИС-технологий позволяет разрабатывать многофакторные модели строения месторождений.

Экономический анализ. Объектом геологического изучения и разведки являются не просто скопления минерального вещества, а промышленные месторождения, которые удовлетворяют требованиям промышленности и могут эффективно эксплуатироваться в современных экономических

условиях. Геолого-экономическая оценка месторождений является важнейшей составной частью геолого-разведочного процесса и сопровождает все последовательные этапы и стадии поисковых и геолого-разведочных работ и непрерывно ведется в процессе эксплуатации месторождения.

5.3. Методы исследования полезных ископаемых

Разнообразные современные методы, применяемые в физике и физической химии, с успехом используются в исследованиях минералов, горных пород и руд.

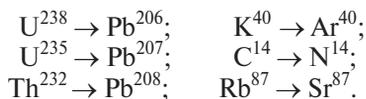
Минералогический метод позволяет выяснить минеральный состав полезных ископаемых, структуры и текстуры руд, естественные парагенетические ассоциации, их соотношение, характер сростков минералов, последовательность минералонакопления в процессе образования месторождения и их последующего изменения.

Минераграфический метод — изучение состава и строения руд с помощью ряда специфических методов, как объективных, так и субъективных, — использование отраженного света, методов определения микротвердости вдавливанием, магнитности, микрохимических испытаний и т. д.

Химический анализ выполняется для изучения химического состава минерального сырья — руд железа, полиметаллических, медно-никелевых, ртутно-сурьмяных, неметаллических полезных ископаемых (всевозможные соли, фосфаты, карбонаты), горючих ископаемых (уголь, горючие сланцы, нефть, торф) и др. Выясняется количественное содержание главных и второстепенных компонентов, а также вредных примесей. В зависимости от вида минерального сырья определяется конкретный набор химических элементов и компонентов. Так, при химическом анализе калийных и калийно-магниевого солей определяются следующие катионы и анионы: K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , а также нерастворимый в воде остаток. Из числа микрокомпонентов — бром и рубидий (в карналлите), являющиеся элементами-индикаторами геохимических условий образования калийных солей.

Определение изотопов элементов. На основе изучения изотопного состава элементов в земной коре и рудах определяется абсолютный возраст Земли и решаются многие вопросы генезиса минеральных месторождений.

Для определения абсолютного возраста геологических образований применяются *радиоактивные методы*. Основой этих методов служат реакции радиоактивного распада элементов, непрерывно протекающие в земной коре:



Для определения абсолютного возраста необходимо знать длительность периода полураспада радиоактивного изотопа, а также экспериментально установить в исследуемом образце содержание как материнского радиоактивного изотопа, а также дочернего продукта распада. Затем по формуле вычисляется абсолютный возраст, выражающийся обычно в миллионах лет. Простейшая формула для определения возраста породы t по свинцовому методу:

$$t = \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235} \cdot 0,38 \text{ Th}} \cdot 7600 \text{ млн лет.}$$

Пригодными для свинцового метода являются радиоактивные минералы: монацит, уранинит, циркон, ортит. Свинцовый метод, при котором определяются изотопы Pb^{206} и Pb^{207} , является наиболее точным.

Кроме изучения изотопов радиоактивных элементов, исследуются *изотопы элементов нерадиоактивных*. Обычно устанавливается отношение изотопов какого-либо элемента (кислорода, серы, углерода и др.) в различных геологических объектах. Таким образом возможно выяснить источник графита в сильно метаморфизованных месторождениях: большая величина отношения $\text{C}^{12} : \text{C}^{13}$ указывает на органическое происхождение графита, меньшая – на неорганическое.

С помощью этого метода решается вопрос о биогенном или эндогенном происхождении серы. Например, отношение изотопов $\text{S}^{32} : \text{S}^{34}$ в сернистых соединениях.

Широко используются и другие физико-химические методы исследования минерального сырья: спектрометрический, люминисцентный, рентгеноструктурный, термический, электронная микроскопия и др.

Физико-технические исследования производятся для оценки технических, технологических и физических свойств минералов и их агрегатов, т. е. определение агрегатов состава и условий образования, а также для выяснения качества минерального сырья и свойств, необходимых при его переработке и практическом использовании.

Глава 6

КРИТЕРИИ И МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУД

6.1. Минералогические методы

Знание температур образования минералов, горных пород и руд имеет большое значение для решения проблем минералообразования и выяснения генезиса месторождений полезных ископаемых.

Известны многочисленные методы и критерии определения температур образования минералов и руд (Е. Ингерсон, 1958).

Точка плавления. Опыты по плавлению некоторых минералов позволяют установить максимальную температуру, при которой эти минералы могут кристаллизоваться. Например, температура плавления самородного висмута 271 °С, сурьмяного блеска – 546 °С, реальгара – 314 °С. Естественно, что руды, состоящие из самородного висмута, не могут образоваться при температуре выше 271 °С, или руда, представленная реальгаром, не может образоваться при температуре выше 314 °С.

Температуры превращений. При нагревании некоторых минералов при определенной температуре наблюдается переход от одной кристаллографической модификации к другой. Например, существует две модификации кварца: α -кварц и β -кварц, точка перехода для которых 575 °С. Кристаллы α -кварца образуются при температуре выше 575 °С; они имеют форму гексагональной бипирамиды. Кристаллы β -кварца образуются при температуре ниже 575 °С, они относятся к тригональной сингонии и представляют собой комбинацию удлиненной призмы с двумя ромбоэдрами.

Халькозин имеет также две модификации – гексагональную, образующуюся при температуре более 103 °С, и ромбическую, образующуюся при температуре менее 103 °С.

Распад твердых растворов. Определению температуры рудообразования способствуют наблюдения закономерных сростаний минералов, получающихся в результате распада твердых растворов. К ним относятся, например, решетчатые структуры магнетита и ильменита, для которых температура распада составляет 700 °С. Распад гематита и ильменита происходит при 675 °С.

Пластинчатые сростания кубанита с халькопиритом образуются при температуре 450 °С; эмульсионная структура сфалерита-халькопирита – при температуре около 350 °С. Температура распада решетчатой структуры борнита-халькопирита – 270 °С. Эти температуры распада твердых растворов, установленные экспериментальным путем, не являются строго постоянными и колеблются в некоторых пределах в зависимости от состава руды.

Изменение физических свойств минералов. Известны минералы, которые при определенных температурах изменяют свои физические свойства. Например, плеохроичные кольца в слюде пропадают при 480 °С. При нагревании флюоритов их обесцвечивание происходит при следующих температурах: зеленого при – 250 °С, дымчатого – при 290 °С, светло-голубого – при 320 °С, фиолетового – при 400 °С, желтого – при 200 °С, голубого – при 315 °С, дымчатого кварца – при 240 °С и т. д.

Приведенные данные указывают предельную температуру, при которой может существовать минерал соответствующей окраски.

Ассоциации минералов в рудах. В зависимости от температуры образования характерных минералов – геологических термометров – можно разделить руды постмагматических месторождений на три группы:

1) высокотемпературные минералы (выше 300 °С): магнетит, гематит, молибденит, висмутовый блеск, пирротин, пентландит, вольфрамит, кубанит, касситерит, гранат, пироксен, амфибол, топаз;

2) среднетемпературные минералы (300–200 °С): халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, тетраэдрит, кварц, хлорит, серицит, барит, кальцит, доломит;

3) низкотемпературные минералы (ниже 200 °С): реальгар, аурипигмент, киноварь, теллуриды, серебро, селениды, аргентит, прустит, пираргирит, марказит, адуляр, халцедон, опал.

Однако одного минерала для суждения о температуре образования руды недостаточно. Более убедительной для решения этой задачи является парагенетическая ассоциация нескольких минералов. С помощью минералогических методов можно лишь приблизительно определить температуру образования руд. Для более точной температурной градуировки процессов рудообразования большое значение имеет изучение газовой-жидких включений в минералах.

6.2. Использование газовой-жидких включений в минералах

Изучая жидкие и газовые включения в минералах с учетом геологических данных, можно определить температуру и давление, при которых происходило их образование, химический состав и некоторые физические свойства минералообразующих растворов, агрегатное состояние, последовательность циркуляции растворов и вообще получить ценные сведения в отношении генезиса месторождений. Однако не следует переоценивать значение данного метода, так как жидкости, сохранившиеся в минералах в виде включений, не представляют исходных, материнских растворов, а являются лишь остаточными, конечными растворами. Как отмечает А. Г. Бетехтин, это не истинная среда минералообразования.

Определение температуры по газовой-жидким включениям производится следующим образом. Из минерала, содержащего жидкие включения, выпиливается и отполировывается тонкая пластинка. Вложенная в особый прибор (термокамеру), она помещается на столик микроскопа или бинокулярной лупы и подвергается медленному нагреванию до момента исчезновения газовых пузырьков. Температура, при которой произойдет гомогенизация включения, т. е. исчезновение газовых пузырьков в жидких включениях, и должна отвечать температуре образования данного минерала.

По Н. П. Ермакову (1950), искусственное нагревание кристалла приводит к увеличению его объема и объема находящегося в нем пор. Однако жидкость в порах увеличивается в объеме несравнимо больше, чем сами поры. Это вызывает постепенное уменьшение размеров газовых пузырьков, увеличение в них давления и конденсацию пара. Когда объем капельки жидкости и объем вмещающей ее поры станут равными, пузырек газа исчезнет, и этот момент гомогенизации включения фиксирует температуру маточного раствора, захваченного минералом (рис. 6).

Температура гомогенизации газовой-жидких включений принимается как минимальная температура кристаллизации минерала. Для месторождений малых и средних глубин, в которых начальное внешнее давление практически не превышает внутреннее давление раствора, полученные данные близки к истинной температуре кристаллизации минерала. Для месторождений больших глубин, в которых внешнее давление велико, для определения истинной температуры минералообразования приходится вводить поправку на давление и концентрацию раствора.

Температура гомогенизации, полученная экспериментально, всегда несколько ниже истинной вследствие влияния высоких концентраций легко растворимых солей и значительных давлений, существовавших на глубине. Так, например, для высокотемпературных кварцев Памира, жидкие включения которых в момент гомогенизации содержали 25–45 % солей, температура гомогенизации, измеренная А. И. Захарченко (1955), составляет 380–420 °С. Затем он ввел поправку по кривым Е. Ингерсона и установил, что температура формирования высокотемпературных кварцев – 400–550 °С.

Описанный выше метод позволяет определять температуру кристаллизации гидротермальных минералов, но не верхний температурный предел образования руды.

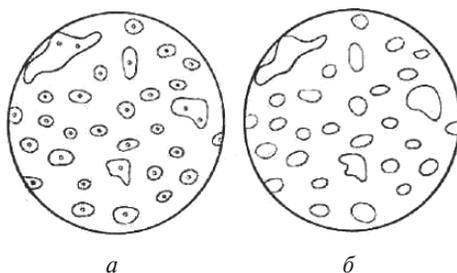


Рис. 6. Жидкие включения в минералах (по Н. П. Ермакову):
а – содержащие газовые пузырьки, наблюдаемые до нагревания минерала;
б – лишенные газовых пузырьков, которые исчезли при нагревании
в момент достижения температур образования минерала

Установлено (М. Г. Валяшко, М. П. Ривег и др.), что в процессе кристаллизации легкорастворимых солей из рапы происходит захват пузырьков газа и рапы из первичных растворов, которые сохраняются в выпавших кристаллах. Образуются кристаллы с характерными структурами «елочки» или «шеvronная», связанные с их активным ростом и отражающие суточные колебания температуры в самосадочном бассейне.

Изучение температуры образования соляных минералов, в частности галита, сильвина, и состава исходных растворов (рапы) осуществляется также методом гомогенизации.

Для ее определения может применяться метод разрывов (растрескивания), разработанный Х. С. Скоттом (1948). Сущность этого метода заключается в регистрации на слух момента разрыва включений в минералах при их нагревании в термокамере. Этот метод менее точный в сравнении с методом гомогенизации, но позволяет изучать очень мелкие инклюзивы как в прозрачных, так и непрозрачных минералах.

Глава 7

ПРОЦЕССЫ МИГРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Образование полезных ископаемых в земной коре происходит в результате сложных геологических процессов, заключающихся в миграции химических элементов как в поверхностных, так и в глубинных зонах. Для понимания сути этих процессов в эндогенных и экзогенных условиях важно знать состав земной коры, иметь представление о свойствах металлогенных и петрогенных элементов и основных факторах миграции элементов.

7.1. Состав земной коры

Земная кора по подсчетам Ф. Кларка состоит на 95 % из изверженных пород и только на 5 % из осадочных, причем около 4 % приходится на долю глинистых сланцев. А. Е. Ферсман в 1939 г. уточнил подсчеты Ф. Кларка и назвал полученные средние содержания отдельных элементов в земной коре числами «кларка» или просто «кларками». А. П. Виноградов в 1962 г. уточнил эти цифры (табл. 1). Анализ данных химического состава земной коры свидетельствует, что по А. Е. Ферсману на 14 элементов приходится 99,51 %, а на остальные – только 0,49 %; по подсчетам А. П. Виноградова только на 10 элементов приходится 99,58 % от всего состава земной коры.

Таблица 1

**Средний состав земной коры, в масс. %
(по А. Е. Ферсману, А. П. Виноградову)**

Элементы	По А. Е. Ферсману	По А. П. Виноградову
Кислород	49,13	47,00
Кремний	26,00	29,50
Алюминий	7,45	8,05
Железо	4,20	4,65
Кальций	3,25	2,96
Натрий	2,40	2,50
Калий	2,35	2,50
Магний	2,35	1,78
Водород	1,00	1,00
Титан	0,61	0,45
Углерод	0,35	0,0023
Хлор	0,20	0,017
Фосфор	0,12	0,033
Марганец	0,10	0,10

Способность к концентрации и рассеиванию у разных элементов различается. Высокие средние содержания элемента в земной коре не всегда связаны с наличием месторождения. Например, среднее содержание Zr, V, Ni в земной коре относительно повышенное и составляет 0,025, 0,02 и 0,02 % соответственно. Однако эти элементы являются редкими вследствие их свойства переходить в рассеянное состояние. Наоборот, Cu, Pb и Sb имеют низкие средние содержания в земной коре (0,01, 0,0016 и 0,00005 % соответственно), но являются достаточно обычными, поскольку для них более характерна концентрация, чем состояние рассеивания. Поэтому они нередко образуют месторождения.

7.2. Металлогенные и петрогенные элементы

Химические элементы в расплавах и растворах находятся в виде молекул или комплексных ионов (катионов и анионов). Поведение разных элементов в жидких средах обусловлено строением ионов, определенным положением элементов в Периодической системе Менделеева и размерами ионов. Х. С. Вашингтон все химические элементы разделил на две группы: металлогенные и петрогенные. *Металлогенные элементы* имеют высокую атомную массу и располагаются в нижних рядах таблицы Менделеева. Они образуют ионы с 18-электронной внешней оболочкой, накапливаются преимущественно при эндогенных процессах и формируют,

как правило, руды металлических полезных ископаемых. *Петрогенные элементы* образуют ионы с 8-электронной внешней оболочкой и конфигурацией типа благородных газов, имеют малые относительные массы и обладают отчетливо выраженной способностью накапливаться под воздействием экзогенных процессов. Петрогенные элементы образуют следующие соединения: силикаты, алюмосиликаты, оксиды, карбонаты и соли. Эти элементы в самородном виде не встречаются, за исключением углерода (алмаз, графит). Они составляют основную массу горных пород, слагающих земную кору, и неметаллических полезных ископаемых.

7.3. Основные факторы миграции химических элементов

Перемещение химических элементов в пределах земной коры, гидросферы и атмосферы может происходить главным образом в виде растворов, расплавов и газов. Законы движения вещества в составе поверхностных, глубинных и ювенильных вод имеют важное значение.

Закон действующих масс. Поведение в водном растворе каких-либо веществ, вступающих между собой в реакцию, управляется *константой равновесия*, отвечающей отношению произведения концентрации реагирующих веществ к произведению концентраций продуктов реакции, т. е. если в исследуемом растворе $A + B = Y + X$, то количество этих веществ будет отвечать уравнению

$$K = \frac{Y \cdot X}{A \cdot B},$$

где K – константа равновесия.

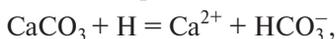
Правило Ле-Шателье. Это правило гласит: если какой-либо внешний фактор воздействует на равновесную систему, то эта система в свою очередь активизирует процесс, противодействующий подобному эффекту. Так, при охлаждении системы в ней будут протекать реакции, сопровождающиеся выделением тепла; при повышении давления возникнут минералы большей плотности. Например, при увеличении давления на лед, он будет расплавляться, превращаясь в воду, так как плотность воды будет возрастать до $1,00 \text{ г/см}^3$ по сравнению со льдом – $0,92 \text{ г/см}^3$.

Величина рН. Растворенная в воде HCl полностью диссоциирует: $\text{HCl} \rightarrow \text{H}^+ + \text{Cl}^-$. То же происходит с NaOH : $\text{NaOH} \rightarrow \text{OH}^- + \text{Na}^+$. При их слиянии в эквивалентных количествах произойдет нейтрализация раствора, определяемая тем, что $\text{H}^+ + \text{OH}^- = \text{H}_2\text{O}$.

Отрицательный логарифм концентрации водородных ионов обозначается через pH и служит показателем меры концентрации водородных ионов в растворе: $\text{pH} = 0$ отвечает раствору сильной кислоты, $\text{pH} = 4$ – раствору щелочей, $\text{pH} = 7$ – нейтральной среде. Для речных вод характерна

величина рН = 5–6,5, вод океана – 8,1–8,3. Так, например, $Mn(OH)_4$ осаждается лишь при рН = 8,5–8, в то время как $Zn(OH)_2$, $Cu(OH)_2$, $Pb(OH)_2$, $Ni(OH)_2$ выпадает в интервале рН = 5,2–6,5. С этим обстоятельством связано накопление марганца в виде конкреций на дне океана вдали от области его выноса и сравнительно большое скопление халькофильных элементов в осадках, отличавшихся обилием органического вещества в прибрежных частях океана. Таким образом, величина рН природных вод является мощным фактором, регулирующим миграцию и осаждение многих соединений в земной коре. С другой стороны, сама величина рН также в значительной степени регулируется концентрацией в водах CO_2 и H_2S – продуктов жизнедеятельности организмов.

Карбонатные равновесия. Карбонат кальция (кальцит) – один из широко распространенных и важных минералов; отражает сложные процессы, вызвавшие изменения в земной коре, особенно связанные с концентрацией углекислоты в гидросфере. Повышение кислотности растворов всегда приводит к растворению в нем карбоната кальция:



и наоборот, увеличение щелочности нейтрализует предыдущую реакцию:



Правило фаз. Правило фаз является одним из основных положений термодинамики, впервые предложенных В. Гиббсом. Оно устанавливает связь между числом степеней свободы системы (температуры, давления, концентрации) F , числом компонентов, участвующих в системе C , и числом образующихся из них фаз P . Это выражение определяется формулой

$$F = C - P + 2.$$

Коэффициент фильтрации. Миграция различных природных вод, представляющих собой растворы веществ, сквозь горные породы сопровождается различными явлениями. На своем пути состав такого раствора может претерпевать существенные изменения. Углекислота, кислород, а также щелочи, щелочно-земельные элементы, галоиды являются главными компонентами, которые будучи в избытке, вступают в реакцию с вмещающими породами, или в свою очередь могут быть выщелочены из пород, если воды окажутся недонасыщенными. Р. Маккей предложил так называемый коэффициент инфильтрации, представляющий отношение скорости просачивания растворенного вещества к скорости просачивания растворителя:

$$K_{инф} = \frac{Vb}{Vp}.$$

Температура и давление. Одни из важнейших факторов миграции вещества. Увеличение давления и температуры с глубиной служит причиной перекристаллизации вещества пород и возникновения фаций метаморфизма. На значительных глубинах Земли, отвечающих фазовому переходу мантия — ядро, под влиянием высокого давления, достигающего 2000 кбар, происходит удаление кислорода; остающиеся металлы — железо и никель — объясняют исключительную вязкость материала верхней части ядра.

Понижение температуры вызывает охлаждение расплавов, сопровождающееся кристаллизацией магматических тел, а также их дифференциацией.

Ионный потенциал. Ионным потенциалом называется отношение валентности иона к его радиусу. Эта величина является весьма показательной для иона, так как определяет его свойства. Чем выше ионный потенциал элемента, тем больше склонен он быть активным поляризатором других ионов, и наоборот, при уменьшении ионного потенциала он начинает приобретать свойства пассивной поляризации.

Окислительно-восстановительный потенциал (Eh). Многие элементы в земной коре имеют способность находиться в различных состояниях окисления. Так, например, известны три состояния для железа — Fe^0 , Fe^{2+} и Fe^{3+} , три для марганца — Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{4+} , два для урана — U^{4+} и U^{6+} и т. д. Переход из одной степени окисления в другую сопровождается изменением растворимости, изоморфных свойств, что может привести к разделению близких до этого элементов, выпадение одного из них в осадок и т. д. Окислительно-восстановительный потенциал рассматривается по отношению к потенциалу нормального водородного электрода, условно принятого за нуль.

7.4. Миграция химических элементов в земной коре

Миграция химических элементов осуществляется в основном в жидкой и газовой фазах. Миграция элементов в широких масштабах происходит: 1) в магматических расплавах; 2) постмагматических газовых и жидких растворах; 3) растворах метаморфогенного происхождения; 4) при экзогенных процессах в результате действия поверхностных и подземных вод.

Разнообразные процессы миграции элементов приводят к *рассеянию* химических элементов в земной коре и в более редких случаях — к их *концентрации* в виде месторождений полезных ископаемых. Состояние рассеивания является более обычным для химических элементов, чем состояние концентрации. Месторождения полезных ископаемых представляют собой местную концентрацию тех или иных элементов на отдельных участках земной коры. Важнейшей задачей геологов является

выяснение геологических и физико-химических условий, при которых в земной коре образовались те или иные концентрации химических элементов, т. е. минеральные месторождения. В результате проявления процессов концентрации в магматических расплавах могут образоваться промышленные скопления хромита, магнетита, ильменита, платиноидов и др. В скарновых и гидротермальных месторождениях повышена концентрация оксидов и сульфидов тяжелых металлов. В экзогенных, поверхностных условиях металлогенные элементы подвергаются в основном рассеиванию, а петрогенные — концентрированию.

7.5. Пути проникновения минеральных веществ

Пути проникновения минеральных веществ являются трещины, полости, поры, поверхности напластования. Они подразделяются на первичные и вторичные проводящие каналы.

Первичные проводящие каналы. В осадочных горных породах на долю пор и иного пустотного пространства в среднем приходится от 5 до 15 % объема породы. Пористость зависит от расположения частиц породы, формы и относительного их размера. Циркуляция рудоносных флюидов в крупнозернистых и мелкозернистых породах происходит с различной интенсивностью: в крупнозернистых породах условия для циркуляции будут более благоприятными по сравнению с породами мелкозернистыми. Щели (трещины) более проницаемы для растворов, чем трубки при одних и тех же поперечных размерах, при этом циркуляция горячих растворов происходит значительно легче, чем холодных.

В эффузивных породах встречаются пузыри и полости, образовавшиеся во время выделения газов из застывающей лавы. В результате последующего заполнения таких пузырей и пор в эффузивных породах иногда образуются промышленные скопления руд. Например, месторождение самородной меди оз. Верхнее (США).

Весьма благоприятными для проникновения рудоносных флюидов являются поверхности напластования. Таким путем нередко образуются крупные стратиформные месторождения сурьмы, ртути, меди и других металлических полезных ископаемых.

Вторичные проводящие каналы. Они возникают разными путями. Это могут быть полости, образовавшиеся в породах в результате их растворения либо выщелачивания. Такие полости возникают чаще всего в известняках, доломитах и других карбонатных породах. В подобные каверны и пустоты проникают минерализованные растворы и из них отлагаются минеральные вещества.

Общеизвестны трещины, образующиеся в осадочных горных породах, особенно в глинах при их высыхании. Такие трещины нередко выпол-

няются коллоидными минеральными массами. В процессе остывания магматических пород происходит некоторое сокращение их объема, в результате чего возникают трещины растяжения, служащие путями циркуляции минеральных веществ и местами отложения руд.

Трещины могут образоваться и при химических преобразованиях. Например, ангидрит, переходя в гипс, увеличивается в объеме до 60 %. Ультраосновные породы (перидотиты, перексиниты, дуниты) при переходе в серпентиниты увеличиваются в объеме на 15 %. Это вызывает внутреннее напряжение в породах и образование в них трещин. К вторичным проводящим каналам относятся также трещины дислокационные, растяжения и скола.

7.6. Способы образования минералов, слагающих месторождения полезных ископаемых

Образование любого минерала — это процесс перехода вещества из мобильного состояния в стабильное, твердое при определенных физико-химических условиях. Различают следующие основные способы образования минеральных веществ, слагающих полезные ископаемые.

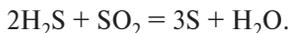
Кристаллизация минералов из магмы. Магма представляет собой жидкий силикатный расплав, из которого по мере его остывания происходит насыщение тем или иным минералом, и он начинает кристаллизоваться, при условии если температура магмы при данном давлении ниже точки плавления минерала. Таким путем возникли магматические месторождения апатита, титаномагнетита, платиноидов и некоторых хромитовых руд.

Сублимация (возгонка) — один из способов образования минеральных соединений. При вулканических извержениях вместе с лавой выделяется большое количество не только газов, но и некоторых веществ в газообразном состоянии. Когда эти вещества оседают на холодные стенки кратера, они затвердевают и образуют минеральные скопления. Таким образом, путем возгонки при вулканических извержениях образуются сера, борная кислота и другие минеральные накопления.

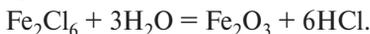
Испарение и перенасыщение. При испарении рассолов в замкнутых или полужамкнутых водоемах — лагунах, озерах — как только рассолы достигают точки перенасыщения, из них начинают выпадать в осадок различные соли. Так образуются месторождения гипса, глауберита, каменной соли, калийных, калийно-магниевого солей, селитры и др.

Реакции газов с газами, жидкостями и твердыми телами. Многие минералы образуются путем выделения из газов. Установлено, что фумаролы в определенных количествах содержат сульфиды почти всех важнейших металлов (меди, свинца, цинка и др.), огромное количество хлора, фтора, борные соединения, серу, молибденит и другие компоненты. Многочисленные минералы образуются при реакции одних газов с другими.

Например, при реакции сероводорода H_2S с серным ангидридом SO_2 выделяется сера по реакции



При реакции хлорида железа Fe_2Cl_6 с водой в газообразном состоянии образуется гематит Fe_2O_3 по реакции



Газы также взаимодействуют с жидкостями, образуя минералы. Примером может служить осаждение сероводородом медных сульфидов из сульфата меди в рудничных водах.

Реакции жидкости с жидкостями и с твердыми минеральными образованиями. Растворы различного происхождения (гипогенные и поверхностные) содержат в растворенном виде всевозможные химические элементы. Когда такие растворы встречаются друг с другом и смешиваются, между ними происходят реакции. Эти реакции следуют закону Нернста, согласно которому растворимость одной соли уменьшается в присутствии другой, содержащей общий с ней ион. Таким путем образовались многие супергенные минералы зоны окисления сульфидных месторождений.

Распад твердых растворов. Этот процесс ведет к образованию многих рудных минералов, обладающих свойством давать друг с другом твердые растворы. Так, золото обладает способностью образовывать твердые растворы с ртутью — амальгамы. Нередко образуют твердые растворы магнетит и ильменит, гематит и ильменит, кубанит и халькопирит и т. д.

Каталитическое воздействие на раствор. Некоторые породы сами не участвуют в реакциях, но их вызывают. Так, значительное количество никелевых месторождений кор выветривания образуется вследствие каталитического воздействия известняков на поверхностные воды, содержащие в растворе соединения никеля (Уфалейское месторождение на Урале и др.).

Адсорбция. Играет значительную роль в минералообразовании. Адсорбция — это свойство некоторых веществ поглощать другие твердые вещества из жидкостей и растворов. Например, каолин поглощает медь из раствора, а гель кремнекислоты — оксиды железа и урана.

Осаждение бактериями. Многие группы бактерий обладают способностью осажать из растворов минеральные вещества. Так, с участием бактерий может происходить осаждение из растворов железа, марганца, меди, урана и других химических элементов.

Отложение из коллоидных растворов. Многие минералы и металлы слабо растворимы в воде. Они практически не образуют истинные растворы и легко — коллоидные. Например, кремнекислота, глинозем, железо, марганец, никель и др.

Процессы метаморфизма. Для процессов метаморфизма характерен переход гидроксидов в соединения, более устойчивые при высоких температурах и давлении.

7.7. Стадии рудообразования

Процесс рудообразования расчленяется на этапы и стадии (А. Г. Бетехтин, С. В. Смирнов и др.).

Этапом рудообразования называется длительный период минералообразования одного генетического процесса. Например, магматического, пегматитового, гидротермального и др. Обычно руды месторождений формировались в течение одного, реже двух-трех этапов. Так, на некоторых месторождениях глубинные части рудных залежей образовались в течение одного этапа (например, гидротермального), а верхние части — в течение другого, поверхностного, обусловленного развитием процессов окисления первичных гипогенных руд.

Стадия рудообразования — период времени, находящийся в рамках одного этапа, в течение которого происходило накопление рудообразующих минералов определенного состава при более или менее устойчивых геологических и физико-химических условиях, отделенный перерывом минерализации от других стадий.

По количеству стадий рудообразования выделяются месторождения простые — одностадийные и сложные — многостадийные. Критериями выделения стадий рудообразования являются: 1) пересечение ранних минеральных образований жилами и прожилками иного состава последующих стадий; 2) брекчирование минеральных агрегатов ранней стадии и цементация их минеральной массой новой стадии.

Минеральные ассоциации последовательных стадий рудообразования называются *минеральными генерациями*.

Глава 8

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Классификация месторождений полезных ископаемых как природных объектов должна удовлетворять ряду принципов их обоснованного подразделения: 1) наличия цели разделения; 2) системности или соответствия рангов классифицируемых объектов (нельзя сравнивать рудопроявления и месторождения); 3) непрерывности классификационных ячеек; 4) выдержанности оснований подразделений; 5) невозможности вхождения одного и того же объекта в разные классификационные ячейки; 6) непрерывности подразделений; 7) предсказуемости свойств классифицируемых объектов и др. Существуют различные по целям группировки месторождений, чему посвящена обширная литература. Из практически

важных надо отметить подразделения месторождений по следующим критериям: форме рудных тел и рудоносных зон; степени сложности их строения — классификация Государственной комиссии по запасам (ГКЗ); видам минерального сырья и др.

Наиболее простой принцип классификации — *морфологический*, основанный на группировке месторождений по форме тел и условиям залегания их среди вмещающих пород. Морфологические классификации являются простыми и представляют определенный интерес для горняков, так как для разработки месторождений необходимо знать форму рудных тел и характер соотношения их с вмещающими породами.

Классификации по *химико-технологическому* принципу основаны на разделении по вещественному составу руд с учетом требований промышленности к качеству минерального сырья.

Наиболее распространенными в учении о полезных ископаемых и научно обоснованными являются классификации месторождений по *генетическому* принципу. Первая генетическая классификация была разработана в 1911 г. американским геологом В. Лидгреном. В соответствии с этой классификацией все минеральные месторождения подразделяются на две группы: 1) месторождения, образованные механическими процессами; 2) месторождения, образованные химическими процессами. Месторождения второй группы наиболее широко распространены. Они подразделяются в зависимости от среды отложения минерального вещества на три класса: *A* — образовавшиеся в поверхностных водах; *B* — в горных породах; *C* — из магмы путем ее дифференциации.

Классификация В. Лидгрена, получившая в свое время широкое признание, была дополнена и несколько видоизменена его учениками (Л. Грейтон, А. Баддингтон и др.). Л. Грейтон ввел дополнительно к трем типам гидротермальных месторождений еще два: *телетермальный* — для месторождений, образующихся на средних глубинах при низких температурах, и *лептотермальный* — для месторождений малых глубин и низких температур.

Одной из первых генетических классификаций минеральных месторождений, разработанной советскими учеными, является классификация В. А. Обручева. Она первоначально была им предложена в 1922 г. и дополнена в 1934 г. В. А. Обручев все месторождения полезных ископаемых разделил на три группы: 1) глубинные (эндогенные); 2) поверхностные (экзогенные); 3) измененные (метаморфогенные). Группы месторождений разделялись на категории. Так, эндогенные месторождения подразделялись на три категории: магматические, эманационные и гидротермальные; экзогенные — на четыре категории: осадочные, инфильтрационные, остаточные и обломочные; метаморфогенные месторождения в зависимости от характера метаморфизма — на динамоморфические

Таблица 2

**Классификация месторождений полезных ископаемых
(по В. И. Смирнову)**

Серия	Группа	Класс	Подкласс
Эндогенная	Магматическая	Ликвационный Раннемагматический Позднемагматический	
	Пегматитовая	Простых пегматитов Перекристаллизованных пегматитов Метасоматически замещенных пегматитов	
	Карбонатитовая	Магматический Метасоматический Комбинированный	
	Скарновая	Известковых скарнов Магнезиальных скарнов Силикатных скарнов	
	Альбитито-грейзеновая	Альбититовый Грейзеновый	
	Гидротермальная	Плутоногенный Вулканогенный Телетермальный	
	Колчеданная	Метасоматический Вулканогенно-осадочный Комбинированный	
Экзогенная	Выветривания	Остаточный Инфильтрационный	
	Россыпная	Элювиальный Делювиальный Проллювиальный Аллювиальный Латеральный Гляциальный	Косовой Русловой Долинный Дельтовый Террасовый Озерный Морской Океанический Моренный Флювиогляциальный
	Осадочная	Механический Химический Биохимический Вулканогенный	
Метаморфогенная	Метаморфизованная	Регионально-метаморфизованный	
	Метаморфическая	Контактово-метаморфизованный	

(основной агент — давление), пирометаморфические (основной агент — повышенная температура) и гидратометаморфические (основной агент — минерализованные растворы).

Из зарубежных ученых следует отметить классификации П. Ниггли (1941) и Г. Шнейдерхёна (1955).

В советской и российской геологической литературе существовавшие ранее генетические классификации неоднократно конкретизировались, дополнялись, совершенствовались (С. С. Смирнов, В. И. Смирнов, С. А. Вахромеев, В. И. Старостин, П. А. Игнатов и др.).

В данном учебном пособии принята сводная генетическая классификация месторождений полезных ископаемых, составленная В. И. Смирновым (табл. 2).

Месторождения *эндогенной серии* формируются под воздействием внутренней энергии Земли. В данной серии выделяется семь групп: магматическая, пегматитовая, карбонатитовая, скарновая, альбитито-грейзеровая, гидротермальная и колчеданная.

Экзогенные (поверхностные, гипергенные) месторождения формировались вследствие механической, химической и биохимической дифференциации вещества земной коры под влиянием солнечной энергии. Здесь выделяются три группы: выветривания, месторождения в которой связаны с древней и современной корой выветривания; осадочная, руды которой возникли при механической, химической, биохимической и вулканической дифференциации минерального вещества в бассейнах седиментации; россыпная, включающая как континентальные, так и морские россыпи.

Метаморфогенные месторождения возникают в глубинных зонах земной коры под воздействием высоких давлений и температур. В этой серии выделяют две группы месторождений: метаморфизованные, включающие преобразованные в новой термодинамической обстановке ранее возникшие месторождения любого генезиса, и собственно метаморфические, образовавшиеся впервые в результате метаморфогенного преобразования минерального вещества или обусловленные процессами гидротермально-метаморфогенного концентрирования рассеянных рудных элементов или их соединений.

Глава 9

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

9.1. Общие сведения

Магматические месторождения формируются в процессе дифференциации и кристаллизации магмы при высокой температуре (1500–800 °С) и давлении сотни кг/см² на значительных глубинах (3–5 км

и более). Первоисточником вещества магматических месторождений является верхняя мантия Земли, о чем свидетельствует приуроченность ряда месторождений и вмещающих их базальтоидных пород к глубинным разломам и близость отношений изотопов серы сульфидов к метеоритному стандарту.

Для магматических месторождений характерна тесная связь с изверженными горными породами. В рудных телах магматических месторождений и вмещающих их изверженных породах встречаются тождественные рудные и нерудные минералы, но количественно рудные минералы преобладают.

Магма, помимо силикатного материала, содержит определенное количество воды, углекислого газа, серы, хлора, фтора и других летучих компонентов, а также разнообразные металлы. Внедрившись в верхние горизонты земной коры, она вступает во взаимодействие с вмещающими породами. В результате происходят процессы ассимиляции и переплавления твердых и относительно холодных вмещающих пород. Изменяется и первичный состав магмы, которая нередко обогащается различными металлами, позаимствованными из окружающих пород. При остывании магмы заключенные в ней металлы могут вести себя по-разному: 1) могут оставаться рассеянными в виде тех или иных соединений по всей массе изверженных пород, не давая значительных скоплений; 2) быть вынесенными вместе с летучими компонентами за пределы кристаллизующегося расплава и рассеяться во вмещающих породах; 3) образовать значительные местные концентрации – рудные месторождения.

Интрузивные породы, вмещающие магматические месторождения, обычно относятся к основным и ультраосновным разностям – это габбро, нориты, пироксениты, перидотиты и дуниты. С основными породами (габбро, норитами, анортозитами) пространственно и генетически связаны месторождения титана, ванадия, меди, никеля, кобальта и платиноидов; с ультраосновными породами (дунитами, перидотитами, пироксенитами) – месторождения платины, хромитов, алмаза, иногда меди и никеля.

В кислых и средних породах магматические месторождения встречаются довольно редко. Следует отметить месторождение железных руд Кирунавара на севере Швеции, генезис которого трактуется как результат глубинной дифференциации сиенитовой магмы.

Приуроченность магматических месторождений к основным породам можно объяснить двояко: в основных породах отмечается повышенное содержание железа и других металлических компонентов, что благоприятствует формированию в них рудных залежей. Основная магма, содержащая относительно небольшое количество кремнезема, обладает

меньшей вязкостью, лучшей подвижностью и, следовательно, более способна к процессам дифференциации. Значительное влияние на процесс дифференциации магмы оказывают летучие компоненты (H_2O , Cl , B , H , P и др.), которые снижают температуру плавления руд и способствуют лучшей подвижности соединений. Многие магматические месторождения залегают среди полосчатых, псевдостратифицированных пород. Таковы гипербазиты Урала, Бушвельдский комплекс, щелочные породы Кольского полуострова и др.

9.2. Классификация магматических месторождений

Магматические месторождения, относящиеся к группе эндогенных образований, согласно А. Н. Заварицкому (1926) могут быть подразделены на следующие классы и типы:

- 1) кристаллизационные:
 - ранней кристаллизации (аккумулятивные);
 - поздней кристаллизации (фузивные);
- 2) ликвационные:
 - собственно ликвационные;
 - отщепленные месторождения.

Кристаллизационные месторождения образуются в процессе кристаллизационной дифференциации, т. е. в результате обособления кристаллов (твердая фаза) в магматическом расплаве (жидкая фаза). Поскольку образование указанных месторождений происходит в процессе кристаллизации магмы путем выделения (сегрегации) из нее тугоплавких минералов, то нередко они носят название *сегрегационных*. Эти месторождения образуются в ранний период кристаллизации магмы и являются почти одновременными (сингенетичными) с вмещающими их магматическими породами.

9.3. Ликвационные месторождения

К ликвационным относятся промышленные месторождения медно-никелевых руд, известные в Канаде, Африке и России. Они тесно связаны с базальтоидными породами. Руды комплексные: кроме меди и никеля, содержат также кобальт, золото, серебро, селен, теллур. Главные рудные минералы – пирротин, пентландит, халькопирит.

Рудные тела встречаются не только среди материнских интрузивов, но и выходят за их пределы. Руды халькофильные, состоят в основном из сульфидов. Также месторождения возникают, формируются и изменяются

в течение всего процесса становления интрузива. Глубина образования месторождений различная. Примерами гипабиссальных месторождений могут служить Норильск (глубина 2,5 км) и Печенги (глубина 2 км). К месторождениям мезоабиссальной фации и отчасти абиссальной относят риф Меренского (~8 км) и Мончетундру (5 км).

Ликвационные месторождения образуются путем разделения жидкого однородного магматического расплава на несмешивающиеся силикатные и рудные жидкости. Так, при плавке сульфидных медных руд в шахтных печах получаются несмешивающиеся и разделяющиеся между собой по плотности сульфидный расплав (штейн) и силикатная масса (шлак). Ликвация экспериментально доказана для силикатных и сульфидных масс И. Фогтом, Я. И. Ольшанским и др.

Я. И. Ольшанский в 1947–1950 гг. опубликовал результаты своих исследований по сплавлению сульфидов с силикатными минералами пород средней основности. Оказалось, что при температуре выше 1500 °С, особенно в присутствии минерализаторов, сульфиды в известной степени растворимы в силикатном расплаве. По мере понижения температуры растворимость сульфидов уменьшается и первичная магма начинает разделяться на сульфидный и силикатный расплавы. Он установил, что сульфидный расплав обладает высокой подвижностью и текучестью.

Ликвацией можно объяснить формирование сульфидно-никелевых месторождений в основных породах. В начальной стадии процесса ликвации магмы образовались, вероятно, небольшие жидкие каплевидные выделения сульфидов в жидкой же силикатной магме. Затем эти капельки соединялись между собой в более крупные и под действием силы тяжести опускались вниз. У ложа интрузива таким путем формировались жило- или пластообразные рудные тела, получившие название «донные залежи».

Под действием внешних тектонических сил рудный расплав может, по-видимому, переместиться внутри интрузива и даже выйти за его пределы и образовать так называемое инъекционное, или отщепленное, месторождение. Действительно, в районе Садбери и в некоторых месторождениях России (Норильское) наблюдаются сульфидные залежи не только в габбровой интрузии, но и во вмещающих ее вулканогенных породах.

В. К. Котульский (1948), рассматривая общие вопросы формирования медно-никелевых месторождений, впервые высказал гипотезу абиссальной ликвации. По его мнению, сплошные и вкрапленные сульфидные руды различаются не только морфологически, но и по условиям образования. Накоплению сплошных сульфидов способствовала контаминация магматическим расплавом кислых пород, приводившая к уменьшению растворимости сульфидов в нем. При внедрении силикатной магмы она

продолжала дифференцироваться, в результате чего происходила ликвация с образованием придонных вкрапленных руд.

Типичным примером медно-никелевых ликвационных месторождений, сформировавшихся на активизированных платформах, являются месторождения района Садбери в Канаде (провинция Онтарио). Они приурочены к обширному дифференцированному массиву, в плане имеющему форму овала с длинной осью субширотного простирания до 60 км и короткой – 25 км (рис. 7).

В разрезе он представляет опрокинутый конус, вершина которого находится на глубине от 10 до 25 км от земной поверхности. Массив сложен дифференцированной серией пород: в подошве находятся кварцевые нориты, выше – габбро-нориты, габбро и кварцевые габбро.

Рудные залежи имеют пласто-, жило- и линзовидную форму. Они, как правило, окаймляют массив Садбери по его периферии, отходя иногда в подстилающие породы на несколько километров. Размеры рудных тел варьируют в значительных пределах и на отдельных месторождениях

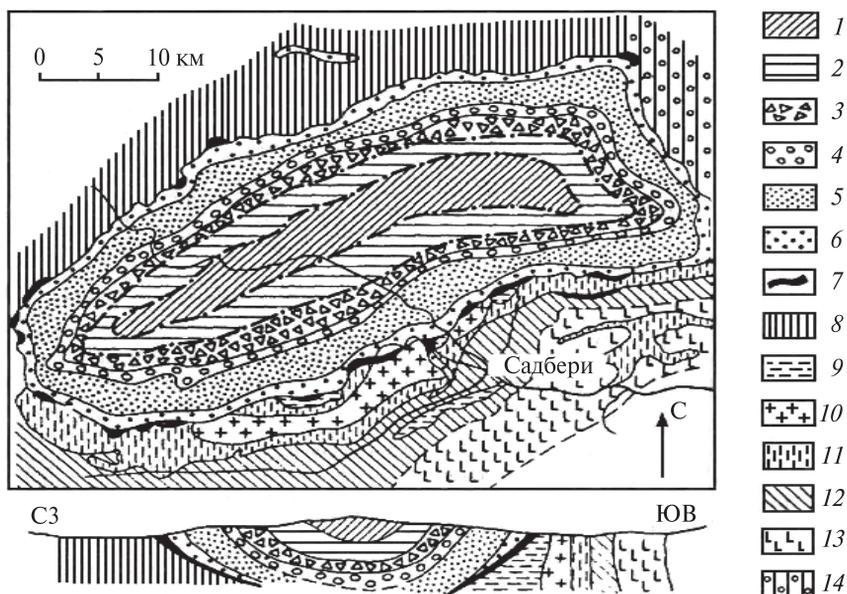


Рис. 7. Геологическая карта и разрез массива Садбери (по Ф. Гранту и др.): 1 – хельмсфордский песчаник; 2 – сланец онветин; 3 – туфы; 4 – конгломераты; 5 – оливиновые нориты; 6 – нориты,верху микропегматиты; 7 – рудные залежи; 8 – лаврентьевская свита; 9 – граниты; 10 – древние нориты; 11 – амфиболиты; 12 – граувакки; 13 – кварциты; 14 – леврентьевские и зеленокаменные породы

достигают в длину по простиранию до 700 м и по падению до 600 м при мощности до 20 м. Развиты два типа руд: 1) бедные вкрапленные, образующие донные залежи пластообразной и линзовидной формы в основании ранних норитов; 2) богатые, слагающие инъекционные тела жилообразной формы среди поздних норитов, брекчий и диоритовых паек подстилающих пород. Главные рудные минералы: пирротин, пентландит, халькопирит и кубанит, второстепенные – герсдорфит, никелин, маухерит, магнетит, борнит, валлериит и др. Среднее содержание Ni в рудах изменяется от 0,7 до 1,45 %, Cu – от 0,8 до 1,9 %. Кроме никеля, меди и кобальта, руды месторождений района Садбери содержат золото, серебро, платиноиды, селен и теллур, которые привлекаются попутно.

9.4. Раннемагматические месторождения

Встречаются чаще ликвационных. Среди них известны месторождения хромитов, в том числе в перидотитах геосинклинальной стадии развития, содержащих также платину и алмазы. К раннемагматическим относятся также титаномагнетитовые месторождения габброидов и чешуйчатого графита в щелочных породах (месторождение Ботогол в Восточном Саяне). Однако единственным представителем крупных объектов этого класса являются коренные месторождения алмазов, генетически связанные со своеобразной формацией кимберлитов или лампроитов, выполняющей трубки взрыва (рис. 8).

В процессе кристаллизационной дифференциации магмы из нее в первую очередь выделяются тугоплавкие минералы, такие как хромит, платина, а также отдельные редкоземельные минералы (лопарит, монацит, циркон и др.), обладающие способностью кристаллизоваться раньше силикатных минералов либо одновременно с основными силикатами (оливин, пироксин и др). Выкристаллизовавшиеся тяжелые рудные минералы опускаются в жидком силикатном расплаве на дно магматического резервуара и, перемещаясь под влиянием силы тяжести или конвекционных потоков, образуют обогащенные рудными минералами участки в магматических породах, нередко в виде шлиров.

Для месторождений ранней кристаллизации (аккумулятивных) характерны следующие основные признаки:

- 1) неправильная или пластообразная форма рудных тел;
- 2) затухающие контакты, т. е. постепенный переход между рудой и вмещающей породой;
- 3) кристаллически-зернистые структуры руд.

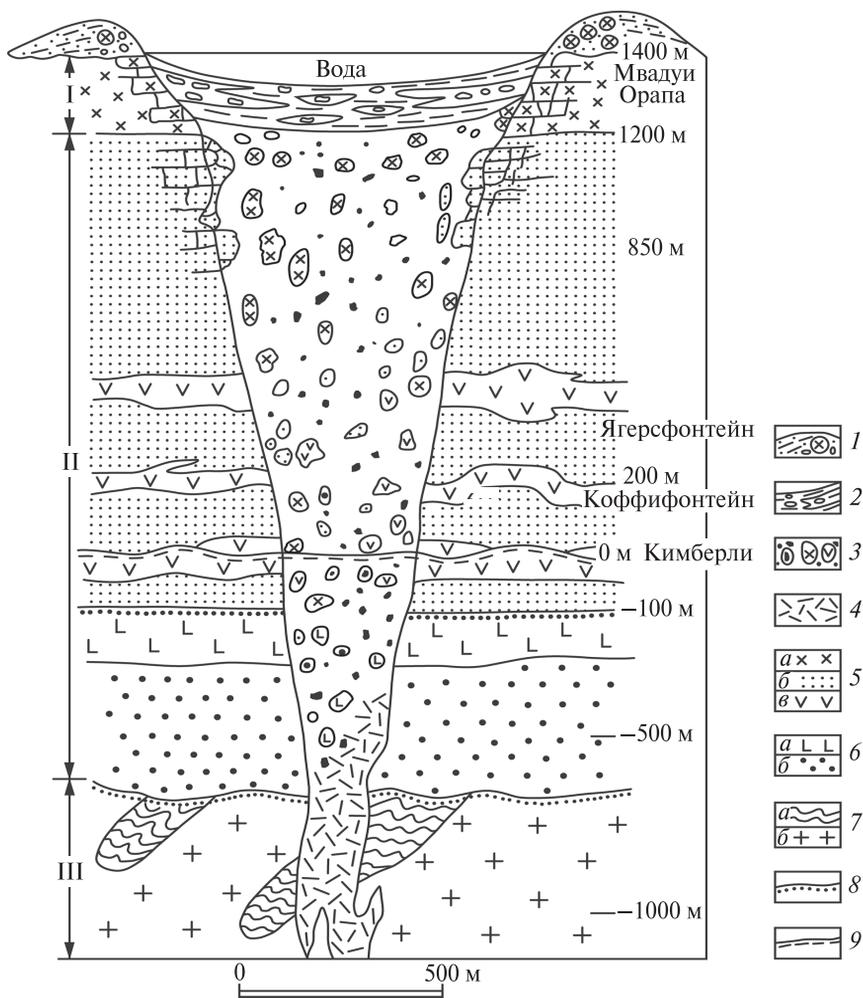


Рис. 8. Географическая модель южноафриканских кимберлитовых трубок

(по Дж. Хаусону):

1 – туфы вулканического конуса; 2 – кратерные осадки; 3 – эксплозивные кимберлитовые брекчии (агломераты, туфы); 4 – интрузивные брекчии и кимберлиты; 5 – породы системы Кару (C₃ – P – T): а – основные лавы, б – сланцы, песчаники, в – долериты; б – система Вентесдорп (PR₁): а – андезитовые лавы, б – конгломераты, кварциты;

7 – Первичная система (AR): а – сланцы, б – гранитогнейсы;

8 – границы систем; 9 – современная поверхность трубок и силлов в поле Кимберли; части трубок: I – кратерная, II – диатремовая, III – канальная

Характерными примерами месторождений ранней кристаллизации являются Бушвелдское месторождение хромита и платины в ЮАР, месторождения алмазов в Трансваале и Республике Саха (Якутия).

9.5. Позднемагматические месторождения

В месторождениях этого типа в первую очередь кристаллизуются силикатные породообразующие минералы, а затем рудные. При кристаллизации рудных минералов в почти затвердевшем геологическом теле (интрузиве) будет находиться остаточный рудный расплав, который может несколько перемещаться в пределах интрузии как под влиянием внешних тектонических сил, так и вследствие своего внутреннего фазового напряжения. Образующиеся при этом позднемагматические месторождения характеризуются следующими чертами:

- 1) вытянутой, жиллообразной или плитообразной формой рудных тел;
- 2) резким контактом между рудой и вмещающей породой;
- 3) сидеронитовой структурой руд (рудный минерал располагается в промежутках между нерудными и цементирует последние).

Позднемагматические месторождения генетически связаны с тремя формациями глубинных магматических пород. С перидотитовой формацией ассоциированы месторождения хромитов и платиноидов, с габбро-пироксенит-дунитовой – титаномагнетитов, с формацией щелочных пород – месторождения апатито-магнетитов, апатито-нефелинов и редких земель.

Примером позднемагматических месторождений могут служить титаномагнетитовые Кусинское и другие на Урале, хромитовые Сарановское, Кемпирсайское, Хибинские апатит-нефелиновые Кольского полуострова и др.

Месторождения титаномагнетитов. Выделяются две группы: 1) месторождения в анортозитах и габбро-анортозитах с ильменитовыми, магнетит-ильменитовыми, гематит-ильменитовыми, реже рутил-ильменитовыми рудами; 2) месторождения в габбро и габбро-норитах с ильменит-магнетитовыми рудами. Минеральный состав титаномагнетитовых руд определяется вхождением в них трех главных минералов: рутила, ильменита и титаномагнетита, представляющих собой тонкое срастание ильменита и магнетита. Второстепенное значение имеют группы рутила (анатаз, брукит и др.), группы ильменита (гейкилит, пирофанит, браннерит и др.), магнетит, апатит, сульфиды и др. Рудные тела этих месторождений представлены жилами, линзами, гнездами и вкрапленниками. Однако промышленные зоны руд связаны в основном с жилами.

В Беларуси находится Новоселковское месторождение ильменит-магнетитовых руд. Оно контролируется интрузией габброидов, испытавшей метаморфизм в условиях амфиболитовой толщи. Возраст интрузии ранне-протерозойский (около 2 млрд лет). Руды образуют единую зону в лежачем боку интрузии, которая прослеживается в северо-восточном направлении на 1200 м и на глубину 720 м. Падение рудной зоны юго-восточное, крутопадающее. Разломами типа сбросов территория разбита на три блока с амплитудой смещения около 100 м. Границы рудных тел с вмещающими амфиболитами и мегагабброидами постепенные, нечеткие и определяются только по данным опробования. Главными рудными минералами являются магнетит (до 60 %) и ильменит (до 30 %), второстепенными – пирит, пирротин (до 1–5 %), редко встречающимися – халькопирит, марказит, галенит, сфалерит, титаномагнетит. Из пороодообразующих минералов в рудах широко развиты амфиболы, плагиоклазы, пироксены, встречаются биотит, гранат, шпинель и др.

Они приурочены к обширному дифференцированному массиву, в плане имеющем форму овала с длинной осью субширотного простирания до 60 км и короткой – 25 км. В разрезе он представляет опрокинутый конус, вершина которого находится на глубине от 10 до 25 км от земной поверхности. Массив сложен дифференцированной серией пород: в подошве находятся кварцевые нориты, выше – габбро-нориты, габбро и кварцевые габбро, переходящие в гранофиры.

Глава 10

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

10.1. Типы пегматитов

Пегматиты и связанные с ними месторождения относятся к продуктам поздних стадий раскристаллизации силикатных расплавов, насыщенных флюидными компонентами. Для них характерно крупнокристаллическое строение, присутствие скоплений совершенных по форме и крупных по размерам кристаллов пороодообразующих, а также акцессорных минералов.

Известны два генетических типа пегматитов – магматогенные и метаморфогенные.

Магматогенные пегматиты. Представляют собой позднемагматические образования, имеющие тождественный родоначальной интрузии состав. Они обычно генетически и пространственно связаны с интрузиями

следующих групп изверженных пород: 1) гранитами и гранодиоритами; 2) сиенитами и нефелиновыми сиенитами; 3) габбро и норитами; 4) ультраосновными щелочными комплексами.

Наиболее широко распространены в земной коре гранитные пегматиты, имеющие и наибольшую промышленную ценность. По распространению и значению им уступают пегматиты щелочных пород — сиенитов и нефелиновых сиенитов. Пегматиты основных и ультраосновных пород практического значения почти не имеют.

Пегматитовые тела залегают среди материнских интрузий и во вмещающих породах. В первом случае они располагаются ближе к периферии интрузивных тел (гранитов, гранодиоритов); во втором — находятся среди пород кровли (осадочных или метаморфических), чаще вблизи контакта с интрузией или на небольшом удалении от нее.

Соотношения пегматитовых тел с боковыми породами различны и зависят, по А. Е. Ферсману, от условий остывания и геологической обстановки. В зависимости от условий остывания контакты могут быть как постепенными (медленное остывание пегматитового тела во вмещающей породе), так и довольно резкими (быстрое остывание).

Если пегматитовое тело залегает среди гранитного массива материнской магмы, то переходы гранита в пегматит постепенные и границу пегматитового тела трудно установить. Если же пегматитовое тело залегает среди пород кровли интрузива, то контакты пегматитовых жил резкие и минеральный состав их зависит от состава боковых пород: в кислых гранитоидных породах в зальбандах образуется аплит, в основных и ультраосновных — биотитовая оторочка.

Гранитные пегматиты. Связаны с интрузиями гранитоидов и сложены главным образом ортоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, олигоклазом и биотитом. В их составе также присутствуют: мусковит, турмалин, гранаты, берилл, топаз, лепидолит, сподумен, флюорит, апатит, минералы редких, радиоактивных элементов и редких земель. Гранитным пегматитам А. Е. Ферсман (1932) посвятил свой капитальный труд «Пегматиты», широко известный в бывшем СССР и за его пределами.

А. Е. Ферсман (1940) подразделил гранитные пегматиты на два класса:

- 1) пегматиты чистой линии;
- 2) пегматиты линии скрещения.

Пегматиты чистой линии — это продукты кристаллизации магматического остатка без привноса и выноса веществ, образующихся при застывании кислого пегматитового расплава среди гранитоидной породы. В такой замкнутой физико-химической системе выделение минералов происходит в процессе постепенного понижения температуры.

Пегматиты линии скрещения образуются в том случае, когда кислый пегматитовый остаток внедряется в инородные породы. При этом между кислым веществом пегматита и основаниями вмещающей породы происходит активная реакция, вследствие чего неизбежны некоторый привнос и вынос вещества.

Пегматиты чистой линии (простые пегматиты) по минеральному составу соответствуют исходным породам, часто обладают гранитной структурой и не несут видимых следов перекристаллизации метасоматической переработки (рис. 9).

Сложные (дифференцированные) пегматиты характеризуются зональным строением (рис. 10).

Для пегматитов характерно образование крупных кристаллов (нередко гигантских размеров), особенно в центральной части пегматитовых тел. Например, масса кристаллов микроклина в пегматитовых жилах Норвегии достигает 100 т, а на Урале описана каменоломня, расположенная в одном кристалле амзонита. Размеры пластин мусковита достигают 3–5 м², а биотита – 7 м². Кристаллы берилла имеют иногда массу до 18 т и достигают в длину 5,5 м (штат Мэн в США).

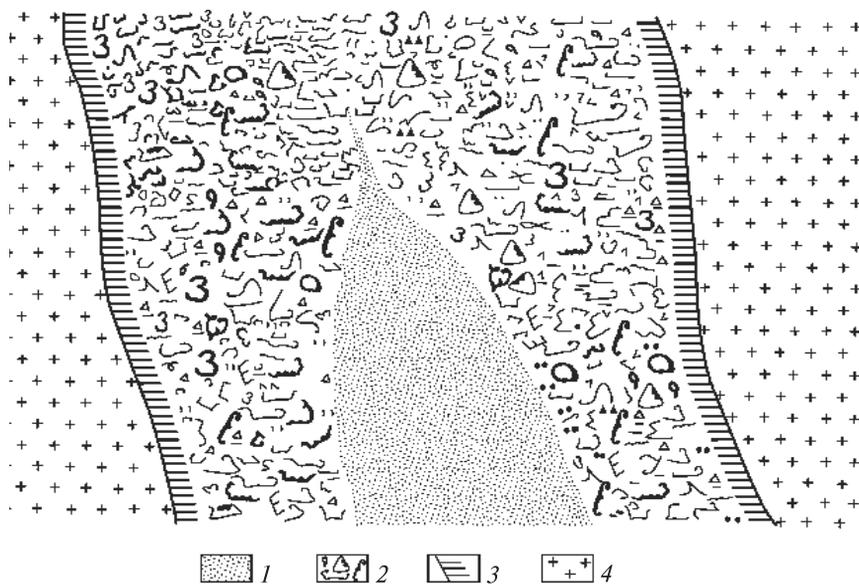


Рис. 9. Сечение простого пегматита (по В. И. Смирнову):
1 – кварцевое ядро; 2 – пегматит письменной структуры;
3 – слюдяная оторочка; 4 – гранит

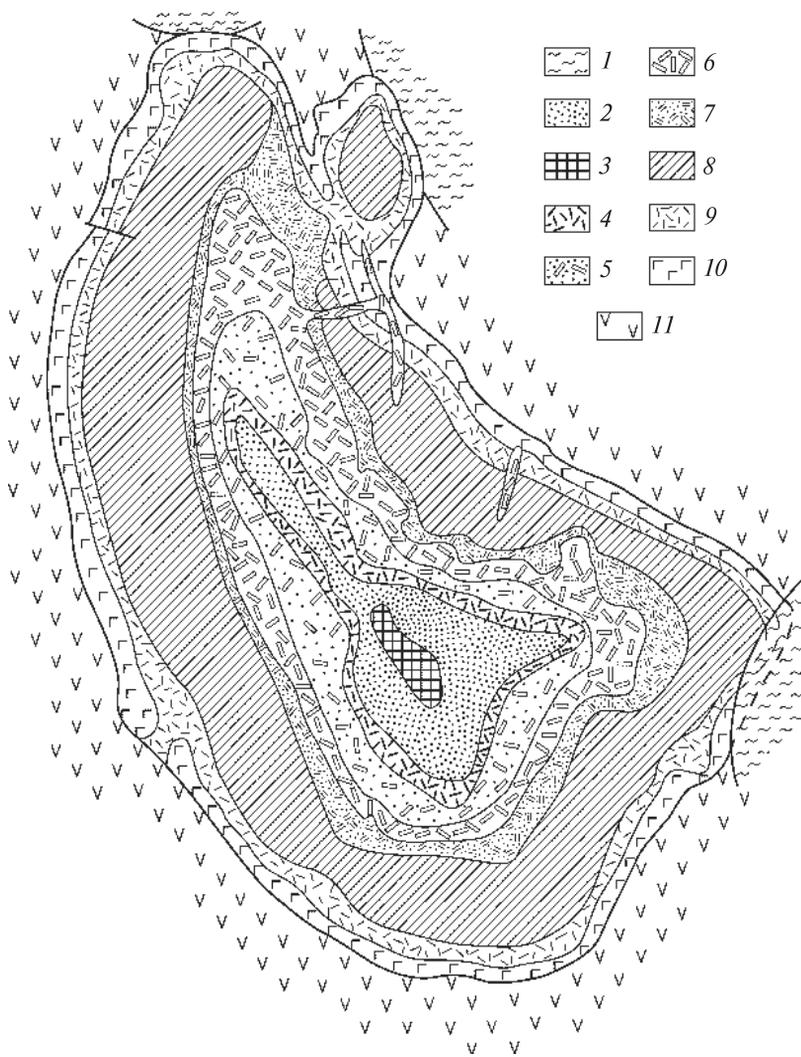


Рис. 10. Сечение метасоматически замещенного пегматита (по Н. А. Солодову):
 1 – наносы; 2 – зона блокового кварца; 3 – зона крупноблокового микроклина II;
 4 – зона мелкопластинчатого альбита; 5 – кварц-сподуменовая зона;
 6 – клевеландит-сподуменовая зона (по внешней периферии этой зоны располагаются мощная зона сахаровидного альбита, не показанная на чертеже из-за его мелкомасштабности); 7 – зона кварц-мусковитовых гнезд; 8 – зона крупноблокового микроклина I; 9 – зона гнезд мелкозернистого альбита; 10 – графичекая кварц-микроклиновая зона (местами сильно альбитизирована); 11 – вмещающие породы

Десилицированные пегматиты формируются при воздействии гранитного расплава на ультраосновные и карбонатные породы. В результате образуются плагиоклазы. При перенасыщении расплава глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

Щелочные пегматиты образуются в щелочных магматических комплексах и характеризуются специфическим минеральным составом: микроклин, ортоклаз, нефелин, содалит, эгирин, натролин и содержат в качестве примесей апатит, анальцит, циркон, редкие земли.

Пегматиты ультраосновных магм имеют следующий состав: бронзит, анортит-битовнит, лабрадор-андезин, амфибол, биотит.

Метаморфогенные пегматиты. Образование их происходит в регрессивные стадии высоких фаций регионального метаморфизма. Эти пегматиты не связаны с магматическими комплексами и развиты в пределах гранито-гнейсовых блоков древних кратонов и контролировались разрывными структурами зон протоактивизации. В их составе присутствуют типоморфные метаморфические минералы – силлиманит, дистен, андалузит и др.

10.2. Генезис пегматитов и гипотезы их образования

Генезис пегматитов является очень сложным вопросом. Даже место пегматитов в генетической классификации нельзя считать твердо установленным: одни исследователи выделяют их в самостоятельную категорию пегматитовых месторождений, другие – относят к магматическим, а третьи – к постмагматическим образованиям. Многочисленные гипотезы образования пегматитов можно свести к трем группам:

- а) выделение пегматитов из остаточного расплава магмы;
- б) образование их метасоматическим путем;
- в) образование путем перекристаллизации пород и их последующего метасоматоза.

Гипотеза остаточных расплавов. Эта гипотеза, предложенная В. Бреггером в 1890 г., наиболее детально была разработана А. Е. Ферсманом (1932). По представлениям А. Е. Ферсмана, пегматит является определенным геологическим и геохимическим телом, образование которого связано с остаточным расплавом магмы, характеризующимся высоким содержанием летучих компонентов. Пегматиты образуются на больших глубинах (несколько километров) при очень высоком внешнем давлении (сотни или тысячи кг/см²) и температуре от 700 до 400 °С.

Роль летучих компонентов в пегматитах сводится к следующему. Они понижают температуру кристаллизации расплава и обуславливают меньшую вязкость магмы, что способствует ее дифференциации и образованию более крупных и совершенных по форме кристаллов. Например,

при содержании 1 % H_2O температура плавления расплава понижается на 30–50 °С, а при содержании 10–12 % H_2O – на 300–400 °С. Кроме того, летучие компоненты вызывают известное внутреннее напряжение магматического расплава, что способствует большей подвижности его среди окружающих пород. Когда расплав, отделившись от магматического очага, внедряется в открытую полость или тектонически нарушенную зону, начинается его кристаллизация. Так как расплав в этом случае не имеет связи с магматическим очагом, то система в физико-химическом отношении будет замкнутой, или закрытой.

Кристаллизацию расплава А. Е. Ферсман рассматривает в соответствии с эволюционной теоретической схемой Фогта – Ниггли, которая допускает неограниченную растворимость в магме летучих соединений.

В физико-химической диаграмме кристаллизации гранитных пегматитов, принятой А. Е. Ферсманом, выделяются пять условных этапов: магматический (900–800 °С), эпимагматический (800–700 °С), пневматолитовый (700–400 °С), гидротермальный (400–500 °С) и гипергенный (50 °С). Этапы в свою очередь разделяются на 11 фаз и стадий. Недостатки гипотезы: недоучет ограниченной растворимости в расплаве воды; проблема пространства (необходимы большие открытые пространства); не объяснена смена калиевых полевых шпатов натровыми за счет метасоматоза.

Гипотеза метасоматоза. Эта гипотеза впервые была предложена американскими учеными Ф. Хессом, В. Шаллером и К. Ландесом. Сущность гипотезы заключается в следующем. Вначале путем раскристаллизации пегматитового расплава возникали крупнокристаллические кварц-полевошпатовые породы, а затем под влиянием постмагматических растворов метасоматическим путем образовывались письменные граниты, слюды и редкие минералы. Метасоматические явления сопровождалась привнесением в жилы и выносом из них большого количества минеральных веществ, т. е. этот процесс протекал по принципу открытой системы.

Недостатком этой гипотезы является противоречие физико-химическим законам кристаллизации расплавов, установленным на основе экспериментальных данных.

Близкие взгляды на образование пегматитов высказал Д. С. Коржинский (1937), изучавший пегматиты Мамско-Чуйского слюдоносного района. По его представлениям, путем прямой кристаллизации из пегматитового расплава образовались гранитоподобные породы, письменные граниты и крупнокристаллический биотит в граните. Пегматоидные образования и гнезда сливного кварца возникли в результате перекристаллизации письменных гранитов, мусковит – вследствие гидролиза

полевых шпатов. Апатит, турмалин и берилл сформировались в пегматитах путем метасоматического замещения полевых шпатов. Д. С. Коржинский первым из исследователей указал на возможность перекристаллизации гранитоподобных пород и образование крупных блоков кварца и других минералов. Метасоматические процессы, определяющие заключительную стадию пегматитообразования, по данным Д. С. Коржинского, протекали по принципу открытой системы.

Гипотеза перекристаллизации магматических пород и их последующего метасоматоза. А. Н. Заварицкий (1947) рассматривал пегматиты как промежуточные образования между изверженными горными породами и рудными жилами и относил их к постмагматическим месторождениям.

Метаморфогенная гипотеза. Разработана В. Н. Мораховским. Она касается многочисленных пегматитовых провинций и полей, развитых в кристаллическом фундаменте древних платформ, для которых отсутствует пространственно-генетическая связь с интрузивными комплексами. Образование этих пегматитов тесно ассоциирует с возникновением и развитием очаговых структур и протекает на фоне падения температур и давлений. Этот процесс разделяется на шесть стадий.

10.3. Основные типы пегматитовых месторождений

В. И. Старостин и П. А. Игнатов (2004), используя промышленно-генетический принцип, выделили четыре класса месторождений: 1) керамический; 2) мусковитовый; 3) редкометалльный; 4) цветных камней.

Керамические месторождения. К этому классу относятся различные по генезису пегматитовые тела, сложенные почти исключительно калий-натриевыми полевыми шпатами и кварцем. Важнейшее минеральное сырье этих месторождений – полевые шпаты и кварц, которые используются, главным образом, в керамической промышленности.

Мусковитовые месторождения. Обычно встречаются в перекристаллизованных магматогенных и метаморфогенных пегматитах. Наиболее крупные мусковитовые месторождения пегматитов располагаются в Забайкалье, Карелии, а также в Индии и Бразилии.

Редкометалльные месторождения. С ними связаны промышленные концентрации бериллия, лития, ниобия, тантала, редких земель (TR), олова, вольфрама, урана и др. Эти месторождения приурочены к породам кристаллического фундамента древних платформ и известны в России, Канаде, Австралии, Бразилии и других странах.

Месторождения цветных камней. Пространственно и генетически они связаны с магматогенными метасоматически замещенными пегматитами. На месторождения этого класса приходится значительные запасы горного хрусталя, топаза, оптического флюорита, гранатов, изумрудов, аметиста и других драгоценных камней.

Глава 11

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

11.1. Общие сведения

Карбонатитами называются эндогенные скопления карбонатов, пространственно и генетически связанных с формациями ультраосновных и основных щелочных пород и нефелиновых сиенитов. Термин «карбонатиты» впервые был предложен норвежским геологом В. Брэггером, изучавшим в 1921 г. месторождение Фён в Норвегии. Карбонатиты образуют самостоятельную группу месторождений, которая приобрела промышленное значение намного позже других групп. Это связано с тем, что они сравнительно редко встречаются. В настоящее время в мире известно более 400 массивов интрузивных пород, с которыми ассоциируются карбонатитовые месторождения, крупнейшие из которых расположены в Бразилии, Сибири, на Кольском полуострове, в Финляндии, Южной Африке и др. В последние годы появилась информация о наличии ассоциаций щелочных лампроитов и карбонатитов в Беларуси в пределах Жлобинского поля трубок взрыва (Н. В. Веретенников [и др.], 2007).

11.2. Структурная позиция карбонатитовых месторождений

Структурные условия нахождения месторождений карбонатитов весьма своеобразны. Они связаны исключительно с платформенным этапом геологического развития крупных участков земной коры и ассоциированы только с комплексами ультраосновных щелочных пород платформенных интрузивов центрального типа.

По данным Ю. М. Шеймана и А. И. Гинзбурга (1968), выделяются следующие структурные обстановки локализации карбонатитовых месторождений: 1) краевые части платформ, в которых развиты ультраосновные щелочные карбонатитовые комплексы (УЩКК); 2) зоны сочленения

платформ со складчатыми областями. УЩКК приурочены к разломам и располагаются как в активизированной части платформы, так и в зонах консолидированной складчатости; 3) зоны сквозьструктурных разломов, пересекающих как платформы, так иногда и прилегающие складчатые области; 4) срединные массивы, в разломах которых формируются УЩКК. Таким образом, вне связи с глубинными разломами древних платформ и консолидированных участков складчатых областей карбонатиты не встречаются.

11.3. Строение и пространственно-генетические ассоциации карбонатитов

Наиболее распространенными формами карбонатитовых тел являются системы конических даек и жил, падающих как к центру массива, так и от него; радиальные дайки; линейные жильные зоны и крутопадающие линзовидные штокверки.

В длительном процессе образования ультраосновных щелочных пород магматических комплексов обычно последующие серии пород смещаются к центру концентрически-зональной структуры, в связи с чем карбонатиты выполняют ее ядро (центростремительный тип) (рис. 11). Однако известны и более редкие случаи обратного развития — от центральной части к периферии структуры, тогда карбонатиты находятся в краевых зонах концентрически-зонального комплекса (центробежный тип).

С описываемыми интрузивными комплексами связаны ореолы экзо- и эндоконтактного метасоматоза. В экзоконтактах развивается фенитизация, представленная вторичными выделениями ортоклаза, альбита и эгирина, а в эндоконтактах — образование разнообразных минеральных ассоциаций: нефелин-пироксеновых, пироксен-флогопитовых и пироксен-амфиболовых.

Выделяются два типа карбонатитовых массивов: «открытые» и «закрытые» (А. И. Гинзбург, Е. М. Эпштейн, 1968). К первым относятся массивы, достигшие земной поверхности. В этом случае возникали вулканы, жерла которых выполнены эффузивами, интрузивными породами и карбонатитами. «Открытые» массивы широко распространены в Африке, особенно в области развития рифтовых зон на востоке этого континента (Е. Е. Милановский, 1976). Площадь их измеряется от одного до десятков квадратных километров. Для них характерна следующая вертикальная зональность: с глубиной уменьшается количество карбонатитов и щелочных пород и увеличивается количество гипербазитов, т. е. ультраосновных пород.

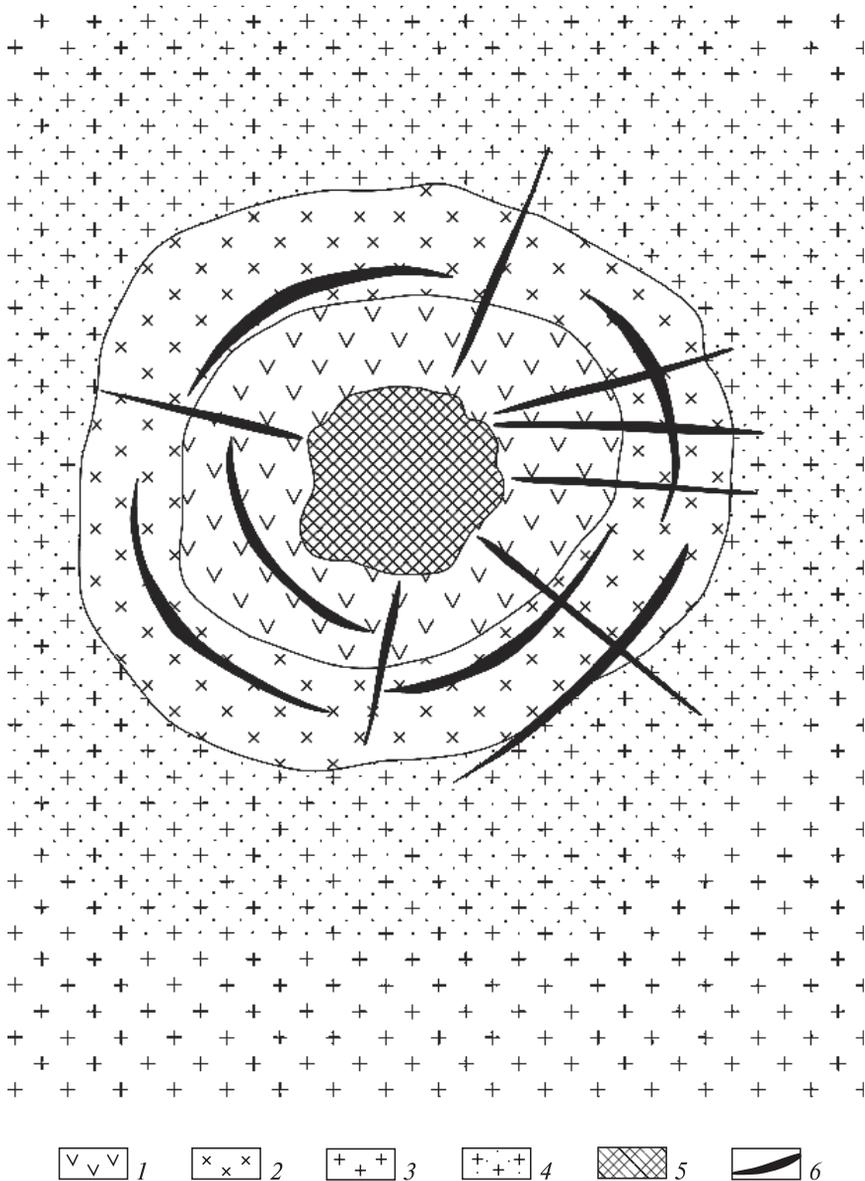


Рис. 11. Общая схема строения карбонатного месторождения:
 1 – щелочные породы; 2 – ультраосновные породы; 3 – гнейсы;
 4 – фениты; 5 – шток карбонатов; 6 – жилы карбонатов

«Закрытые» массивы во время формирования не имели выхода на земную поверхность и представляли интрузивы. В массивах этого типа максимальное развитие карбонатитов наблюдается на более глубоких горизонтах, в отличие от «открытых» массивов.

11.4. Геологические условия образования карбонатитов

Впервые обнаруженные скопления карбонатного материала среди ультраосновных щелочных пород были столь необычными, что их рассматривали как ксенолиты, т. е. чужеродные тела осадочных карбонатных пород, вынесенные из глубин интрузиями. При этом одни геологи (Р. Дэли, С. Шенд) полагали, что имеют дело с ксенолитами известняков подстилающих пород, другие – с ксенолитами известняков, погружившихся в магму из покрывающих пород. Однако по мере изучения карбонатитов от этих взглядов отказались, так как реальные факты противоречили данным представлениям.

1. В толщах вмещающих пород в большинстве районов распространения карбонатитов отсутствуют осадочные карбонатные породы.

2. Необычная, цилиндрическая или дайкообразная форма залегания карбонатитов.

3. Признаки метасоматического замещения карбонатитами вмещающих вулканогенных пород.

4. Наличие в карбонатитах специфических минералов (перовскит, пиррохлор, гатчеттолит, эгирин и др.), отсутствующих в осадочных карбонатах.

5. Обогащенность карбонатитов редкими элементами (например, Sr в 5 раз, La в 500 раз, Nb в 6000 раз) выше, чем в осадочных известняках.

6. Повышенные значения отношения изотопов $C^{13} : C^{12}$ и $Mg^{26} : Mg^{24}$ по сравнению с осадочными карбонатными породами, что свидетельствует об их ювенильном источнике.

Формирование карбонатитов протекало главным образом на древних платформах в интервале времени от позднего докембрия до четвертичного периода включительно. В пределах сложных комплексных полифазных интрузий выделяют карбонатитовый комплекс, представляющий собой пространственно-генетическую совокупность карбонатитов – пород, в составе которых выделяются три группы: 1) карбонатсодержащие породы: силикатные (с оливином, мелилитом), алюмосиликатные (с нефелином, альбитом, биотитом, хлоритом), фосфатные (с апатитом), оксидные (с магнетитом, гематитом) и сульфидоносные (с пирротинном, халькопиритом, пиритом и другими сульфидами), для них характерно среднее содержание CO_2 около 4 %; 2) карбонат-силикатные, карбонат-apatитовые и карбонат-магнетитовые, в них содержится в среднем 15 % CO_2 ; 3) карбонатиты – породы со средним содержанием CO_2 35 %, что соответствует концентрациям карбонатов 50 % и более.

Рудоносные массивы обычно формируются в течение 10–100 млн лет в два этапа: раннемагматический и позднемагматический. Первый этап разделяется на четыре стадии: 1) гипербазитовую (дуниты, перидотиты); 2) щелочную гипербазитовую (щелочные пироксениты, биотитовые перидотиты); 3) иолит-мельтейгитовую; 4) нефелиновых сиенитов. Позднемагматический, или собственно карбонатитовый, этап также разделяется на четыре стадии: 1) кальцитовую; 2) магнезиокальцитовую; 3) доломит-кальцитовую; 4) доломит-анкеритовую. Установлена четкая последовательность минералообразования: кальцит — доломит — анкерит.

В объяснении происхождения карбонатитовых месторождений в настоящее время конкурируют две гипотезы — *магматическая* и *гидротермальная*. Формирование данных образований связано с эволюцией щелочного ультраосновного магматизма: начиналось с магматических процессов, а завершалось метасоматическими гидротермальными преобразованиями.

В настоящее время (В. И. Старостин, П. А. Игнатов, 2004) разработана общая генетическая модель карбонатитового рудообразования, согласно которой перенос углерода из мантийных источников осуществляется восстановительными флюидами, состоящими из CH_4 , CO , H_2 и других газов.

По данным геологических и экспериментальных исследований, минералообразующая среда представляла собой сложную низковязкую высококонцентрированную водную систему (200–600 г/л). Это эндогенный раскол, близкий к расплаву, тяжелому флюиду. Его главными компонентами являются: катионы — калий, натрий, кальций; анионы — хлориды, фосфаты, карбонаты. Кроме того, постоянно присутствуют углеводороды.

Обогащение этого флюида силикатными минералами происходило при его взаимодействии с ранними ультраосновными и щелочными породами. Процесс протекал постадийно и эволюционировал по мере падения температуры. Сначала в карбонатоидах формировались рудные фации: перовскит-флогопитовая, затем гатчеттолит-пирохлор-флогопитовая и пирохлоровая. На заключительной стадии образовывались месторождения колумбит-бастнезитовой фации преимущественно в карбонатитах. Во времени состав рудных фаций по мере перехода от ранних высокотемпературных к поздним низкотемпературным менялся; происходило уменьшение объема карбонатоидов и обогащение их магнием, железом, а в посткарбонатитовый этап — вновь кальцием.

Образование карбонатов происходило в обстановке падения флюидного давления.

Температурный режим, реконструированный по анализу минеральных равновесий или данных по изучению флюидных включений, составлял для:

- 1) раннемагматического этапа — 1300–1060 °С, образование ультрабазитов — 1300 °С, мелилититовых пород — 1270 °С, иолитов — 1060 °С;
- 2) карбонатитового этапа — 650–260 °С, рудные фации формировались при температурах 650–260 °С.

11.5. Рудные формации

С карбонатитовыми массивами связано шесть типоморфных рудных формаций: 1) перовскит-титаномагнетитовая (Гулинское месторождение); 2) апатит-форстерит-магнетитовая (Ковдор); 3) редкометалльных пироклоритовых карбонатитов; 4) редкоземельных карбонатитов; 5) флюоритовых карбонатитов; 6) апатит-нефелиновых руд. В вертикальном разрезе этих массивов выделяют три фации глубинности: 1) поверхностная; 2) гипабиссальная; 3) абиссальная. Поверхностная, или вулканическая (0,0–0,5 км), представлена древними и современными вулканическими конусами. Изливались щелочно-углекислые и кальциево-углекислые лавы. Эта фация безрудная. Гипабиссальная фация (0,5–6,0 км) выделяется в вулcano-плутонических комплексах. Широко развиты пользуются силикатные карбонатоиды (оливиниты и мелилитовые породы). Собственно карбонатиты слагают не более 10 % объема тел, имеющих сечение 3–4 км. Оруденение приурочено к карбонатитоидам и имеет большой вертикальный размах (4–6 км). Здесь установлены следующие типы месторождений: апатит-магнетитовые (Ессейское, Ковдор), редкоземельные. С глубины 2 км развиты редкометалльные, урановые и медные месторождения: гатчеттолитовые и пироклоровые руды в карбонатоидах и карбонатитах; кальцититовые и бадделеитовые в карбонатитах; халькопиритовые. Абиссальная (плутоническая) фация (6–12 км). Широко развиты пироксениты и карбонатиты, с которыми ассоциирует редкометалльное оруденение. С описываемыми интрузивными комплексами связаны ореолы экзо- и эндоконтактового метасоматоза. В экзоконтактах развивается фенизация, представленная вторичными выделениями ортоклаза, альбита и эгирина, а в эндоконтактах – образование разнообразных минеральных ассоциаций: нефелин-пироксеновых, пироксен-флогопитовых и пироксен-амфиболовых.

В карбонатитах сосредоточены крупные ресурсы тантала, ниобия и редких земель, значительные запасы железных руд титана, флюорита, флогопита, апатита, вермикулита, стронция, меди и в меньшей степени свинца и цинка. Месторождения ниобия содержат иногда до нескольких миллионов тонн Nb_2O_5 со средними концентрациями этого оксида 0,1–1,0 %. Запасы тантала составляют обычно несколько тысяч тонн при содержании Ta_2O_5 0,01–0,3 %. Особенно велика роль бастнезит-паризит-монацитовых карбонатитов, с которыми связана значительная часть мировых запасов редкоземельных элементов.

Глава 12

СКАРНОВЫЕ (КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

12.1. Общие сведения

При внедрении магмы в земную кору вмещающие породы испытывают преобразования двоякого рода: 1) подвергаются перекристаллизации (известняки превращаются в мраморы, песчаники в кварциты, алевролиты – в роговики и др.). Такой процесс называется контактовым метаморфизмом; 2) проявляются процессы метасоматоза, приводящие к глубокому минеральному и химическому преобразованию вмещающих относительно холодных пород.

Скарнами обычно называют породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем чаще всего в приконтактной области интрузивов среди карбонатных, реже силикатных пород. В тех случаях, когда в них сосредоточено ценное минеральное сырье, формируются скарновые месторождения полезных ископаемых. Такие месторождения чаще всего развиваются в контактах с интрузиями среднего состава, такими как гранодиориты, кварцевые диориты, монцониты. В контактах с кислыми интрузиями минеральные месторождения образуются редко.

Различают месторождения эндоскарновые и экзоскарновые. *Эндоскарновыми* называются месторождения, образовавшиеся вследствие метасоматического замещения пород периферической части интрузива. *Экзоскарновые месторождения* – те, которые располагаются в породах, непосредственно примыкающих к интрузиву.

Отмечается большое разнообразие скарновых тел. По степени усложнения морфологии среди них выделяют: 1) пластообразные и пластовые; 2) линзовидные; 3) штоки; 4) трубы; 5) жильные и жилообразные; 6) гнезда; 7) сложные ветвящиеся тела. Наиболее мощные скарновые зоны образуются там, где известняки около интрузивного массива пересечены сетью даек и апофиз.

12.2. Типы скарнов

По составу исходных пород скарны разделяются на три типа: 1) известковый; 2) магнезиальный; 3) силикатный. *Известковые скарны* наиболее распространены в природе и образуются по известнякам. В число главных

Характерные минералы известковых скарнов (по В. И. Смирнову)

Группа минералов	Главные	Второстепенные
Силикаты	Пироксены (главным образом диопсид-геденбергит), гранаты (главным образом андрадит-гроссуляр), волластонит, скаполит	Ортоклаз, плагиоклазы, циркон, титанит, турмалин, силлиманит, андалузит, кордиерит, бустамит, родонит, гельвинданилит, данбурит, лазурит, хризоберилл, фенакит, берилл
Гидросиликаты	Амфиболы, везувиан, эпидот, ильваит, хлориты	Аксинит, датолит, пренит, топаз, серпентин, антофиллит, ортит, цоизит, биотит, мусковит, флогопит, серицит, дафнит, норбергит, хондродит, цеолиты, тальк, хризотил-асбест, каолин
Оксиды	Магнетит, гематит, кварц	Шпинель, касситерит, халцедон, уранинит, франклинит, кошит, перовскит
Сульфиды	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит	Марказит, борнит, ковеллин, халькозин, висмутин, блеклые руды, станнин, кобальтин, глаукоdot, скуттерудит, леллингит, кубанит, линнеит, антимонит, герсдорфит, шмальтин, хлоантит, сперрилит, куперит, стибнопалладинит
Прочие	Кальцит, флюорит, барит, шеелит	Апатит, витерит, сидерит, анкерит, магнезит, графит, висмут, золото, серебро

Примечание. Разделение на группы нестрогое. К гидросиликатам отнесены минералы с гидроокислом и водой, к сульфидам отнесены также их аналоги.

скарнообразующих минералов известковых скарнов входят: гранат (ряда гроссуляр-андрадит) и пироксен (ряда диопсид-геденбергит). Существенное развитие нередко имеют везувиан, волластонит, скаполит, амфиболы, эпидот, магнетит, карбонаты (табл. 3).

Магнезиальные скарны образуются при замещении доломитов или доломитизированных известняков. Они встречаются реже известковых скарнов. Типоморфными минералами этих скарнов являются: диопсид, форстерит, шпинель, флогопит, гуммит, серпентин, паргасит, людвигит, доломит, кальцит (табл. 4). Особенностью минерального состава этих скарнов является развитие боратов, нередко образующих промышленные местоскопления.

Силикатные скарны формируются по породам силикатного состава. Месторождения этого типа известны на Урале, в Западной Сибири,

Характерные минералы магнезиальных скарнов (по В. И. Смирнову)

Группа минералов	Главные	Второстепенные
Силикаты	Пироксены (главным образом диопсид-геденбергит), гранаты (главным образом андрадит-гроссуляр), форстерит	Монтichelлит, ортоклаз, плагиоклазы, скаполит, турмалин, титанит
Гидросиликаты	Серпентин, амфиболы, флогопит, гуммит, хлоритоид	Паргассит, биотит, клиноцоизит, эпидот, хлориты, тальк, гидроталькит, гриналит
Бораты	Людвижит, котоит	Суанит, флюоборит, варвикит, сингалит, серендибит
Оксиды	Магнетит, гематит, шпинель, кварц	Периклаз, брусит
Сульфиды	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит	Марказит, борнит, блеклые руды
Прочие	Кальцит, магнезит, брейнерит	Барит, апатит, сидерит, анкерит

Средней Азии, Северной Америке и других регионах Земли. Наиболее характерным минералом силикатных скарнов является скаполит. В остальном состав их мало отличается от известковых скарнов.

12.3. Зональность скарнов

Для преобладающего большинства скарновых залежей характерно зональное строение. Особенно отчетливая зональность наблюдается по направлению от контакта с интрузивом. Ф. Хесси и Э. Ларсен выделили в сложении известковых скарновых месторождений четыре зоны: 1) измененные граниты; 2) темноокрашенные скарны; 3) светлоокрашенные скарны в основном диопсидового состава; 4) мраморы. Ценная информация о строении скарновых месторождений была накоплена в результате изучения их в различных регионах бывшего Советского Союза. С. Д. Коржинским выявлена и изучена их зональность на примере рудников Урала. Установлена закономерная смена зон по направлению от изверженных пород к известнякам: 1) кварцевые диориты; 2) осветленные кварцевые диориты; 3) околоскарновая пироксенплагиоклазовая порода; 4) пироксен-гранатовый скарн; 5) мономинеральный гранатовый скарн; 6) мономинеральный салитовый (пироксеновый) скарн; 7) мраморизированные известняки. При этом отмечается, что состав плагиоклаза околоскарновых пород меняется от олигоклаза до лабрадора и битовнита по мере приближения к контакту,

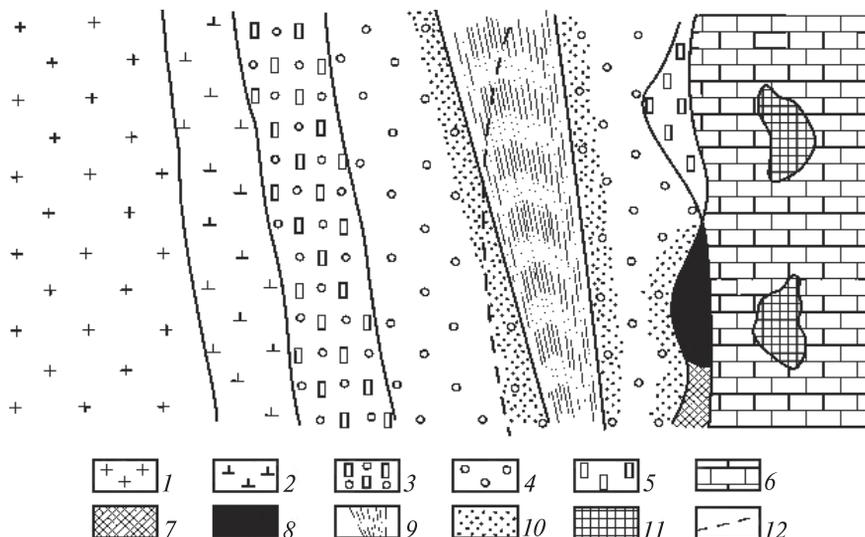


Рис. 12. Идеальный разрез залежи Фроловского месторождения (по Л. Н. Овчинникову):

- 1 – кварцевый диорит; 2 – околоскарновый (контактный);
 3 – пироксен-гранатовый скарн; 4 – гранатовый скарн; 5 – солитовый скарн;
 6 – мраморизованный известняк; 7 – магнетитовая руда;
 8 – массивная халькопиритовая руда в салитовом скарне;
 9 – полосчатая халькопиритовая руда зоны скалывания;
 10 – вкрапленная халькопиритовая руда в гранатовом скарне;
 11 – халькопиритовая руда; 12 – положение первоначального контакта

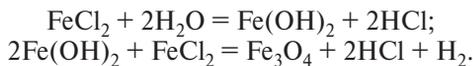
а состав граната меняется от гроссуляра до андрадита по мере удаления от контакта. В этом зональном разрезе метасоматических пород, формирующих скарновое месторождение медных руд, первые три зоны относятся к изверженным породам, а последние четыре к известнякам (рис. 12).

12.4. Геологические условия образования

Скарновые месторождения образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газоводных растворов. Почти все исследователи отмечают приуроченность скарнов к гипабиссальным интрузивам и отсутствие их связи с абиссальными изверженными породами. По данным В. Линдгрена, интрузии и скарновые месторождения Нью-Мексико формировались на глубине 650–1000 м и лишь весьма редко до 2500 м. По мнению российских геологов (С. Д. Коржинский, П. П. Пилипенко и др.), глубины скарнообразования оптимальны в интервале 200–500 м.

Судить о возможном температурном режиме образования скарнов позволяют следующие данные: 1) синтез минералов в обстановке высокого потенциала кальция и присутствия легкорастворимых солей, наличие минералов-термометров: андрадит и гроссуляр — 950–225 °С, диопсид, тремолит и волластонит — 750–350 °С, геденбергит — 320 °С; 2) по сводным диаграммам (В. А. Жариков), построенным по экспериментальным материалам (расчет плавления силикатных пород реакции образования силикатов, температуры дегидратации водных силикатов и диссоциации карбонатов и т. д.).

Физико-химические условия образования железных руд. Одним из наиболее распространенных рудных минералов скарнов является магнетит. Образование его может происходить за счет выделяющихся из магмы газообразных хлоридных соединений железа:



Таким образом, в результате реакции хлорида железа с водой в газообразном состоянии образуется магнетит и соляная кислота. Реакция в таком виде может быть обратимой. На выделившийся магнетит может действовать образующаяся соляная кислота, вследствие чего он будет растворяться. Для того чтобы реакция шла только в сторону образования магнетита, необходима нейтрализация выделяющейся соляной кислоты. Она нейтрализуется основными (карбонатными) породами по схеме

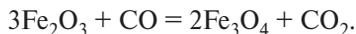


Следовательно, известняки вмещающих пород нейтрализуют соляную кислоту и тем самым способствуют образованию магнетита.

А. Г. Бетехтин допускает, что при разложении CaCO_3 мог выделиться чистый CO_2 , обладающий в момент образования сильными окислительными свойствами:



Таким образом, в условиях сильноокислительной обстановки первоначально мог выкристаллизоваться гематит. Но как только в силу диффузии в газовой смеси появилась примесь CO , окислительная способность газовой фазы, а следовательно, и раствора, должна была снижаться до такой степени, что гематит оказывался неустойчивым и восстанавливался до магнетита:



Нахождение в некоторых скарновых месторождениях первичного гематита позволяет считать эти реакции реальными в процессе образования скарновых железорудных месторождений.

Формирование скарнов и скарновых месторождений наиболее детально рассматривается в двух гипотезах — инфильтрационно-диффузионной, разработанной Д. С. Коржинским, и стадийной, предложенной П. П. Пилипенко.

Инфильтрационно-диффузионная гипотеза базируется на концепции биметасоматоза, объясняющей природу многих процессов, протекающих на разогретом контакте интрузивных силикатных пород и известняков. Здесь возникает неравновесная химическая система. Начинается встречно-диффузионный отток элементов из областей их повышенных концентраций. Происходит реакции между соединениями растворов и между растворами и породообразующими минералами. При разной подвижности элементов в направлении к контакту разных сред (фронту диффузии) будет происходить понижение их концентрации в растворе с различной скоростью, обуславливая зональность минеральных парагенезисов.

Состав зон отвечает определенной ступени равновесия и характеризуется соответствующей минеральной ассоциацией, устойчивой в фиксированном диапазоне температур. Д. С. Коржинский выделил 10 ступеней равновесия: высокотемпературные: 1) пироксен-гранатовая, 2) пироксен-эпидотовая; среднетемпературные: 3) актинолит-эпидотовая, 4) хлорит-эпидотовая; низкотемпературные: 5) пренитовая, 6) пумпеллиитовая, 7) кальцит-альбитовая, 8) кальцит-кварц-серицит-хлоритовая, 9) кальцит-кварц-серицит-доломитовая, 10) цеолитовая.

Из рудных элементов только железо может формировать крупные месторождения согласно рассмотренной выше модели биметасоматоза. Сначала железо выносится, вместо салита возникает волластонит. В направлении внешних границ интрузивного контакта в скарнах возрастает концентрация железа. Здесь вместо гроссуляра появляется андрадит и в массовых количествах накапливается магнетит. На поздних низкотемпературных стадиях железо представляет собой инертный элемент, а среди подвижных появляются сера и медь. В результате взаимодействия этих элементов с ранее выделившимся магнетитом образуется халькопирит.

Концепция биметасоматоза обладает следующими недостатками: 1) баланс кремнезема и СаО для скарнов, формировавшихся соответственно в известняках и в гранитоидах, не может быть обеспечен диффузным переносом вещества, необходим дополнительный привнос этих компонентов; 2) нельзя объяснить образование скарнов, залегающих исключительно среди силикатных или карбонатных пород, и тем более удаленных от интрузий; 3) в предложенной схеме нет места для месторождений металлических полезных ископаемых, за исключением железорудных.

В дальнейшем концепция биметасоматоза была преобразована Д. С. Коржинским в *инфильтрационно-диффузионную* гипотезу. В новой модели скарного процесса предполагалось, что месторождения формируются в зоне границы силикатных и карбонатных пород в связи с циркуляцией горячих растворов, обогащенных химическими соединениями, выносимыми как из глубинных магматических очагов, так и заимствованных из пород на путях движения этих растворов.

Стадийная гипотеза. Данная гипотеза разработана П. П. Пилипенко в 1939 г. Образование скарнов происходило при понижении температуры за счет веществ, привносимых извне скарнообразующими растворами при участии минерализаторов. При этом состав веществ постепенно изменялся, обуславливая зональность скарнов. Весь процесс скарнообразования разделялся на шесть стадий метасоматоза: 1) кремниевого; 2) силикатного; 3) галоидного; 4) железного; 5) флюидно-водного; 6) сульфидного. В течение четырех первых фаз формировались «сухие скарны», минералы которых не содержат в своем составе воды. Две последние фазы (флюидно-водного и сульфидного метасоматоза), так называемые водные скарны, протекают при более низких температурах и участии воды. По мнению В. И. Смирнова, в этой схеме формирования скарновых месторождений имеются спорные и неясные места. Так, отдельные фазы процесса, в зависимости от определенных физико-химических и геологических условий, могут выпадать или совмещаться.

12.5. Типы скарновых месторождений

Месторождения железа. По геологическим условиям образования выделяются два типа месторождений – островодужный и орогенный (В. И. Старостин, П. А. Игнатов, 2004). Островодужные чаще всего располагаются внутри диоритовых штоков в вулканогенно-осадочном разрезе (туфы и лавы андезитов и базальтов, песчаники, глинистые сланцы, мергели). Представлены известково-скарновыми и скаполит-альбит-скарновыми магнетитовыми плитообразными залежами. Отмечается большой объем магнетитсодержащих эпидот-пироксен-гранатовых эндоскарнов и широкое проявление натрового метасоматоза (альбит и скаполит). В рудах отмечаются высокие концентрации кобальта и никеля. Месторождения орогенного (кордильерского) типа локализованы в магматических дугах и ассоциируют с гипабиссальными штоками и дайками в обедненных железом кварцевых монцонитах, гранодиоритах и гранитах. Они приурочены только к толщам доломитов.

Месторождения вольфрама и молибдена связаны со штоками и батолитами порфириновых гранодиоритовых комплексов и малыми интрузиями кварцевых монцонитов, развитых в орогенных поясах и областях тектоно-магматической активизации. Месторождения локализованы в известковых скарнах и представлены пластовыми телами. Выделяют два типа месторождений – восстановленный и окисленный.

С восстановленными месторождениями связана основная масса рудных объектов, которые формировались на контактах интрузивов нижних частей гипабиссальных уровней с известняками. Внедрение интрузий происходило в обстановке растяжения.

Окисленные месторождения образуются в некарбонатных, обычно обогащенных гематитом породах на меньших глубинах, чем восстановленные. Месторождения этого типа встречаются редко и не образуют крупных объектов.

Месторождения цинка и свинца встречаются в самых разнообразных геологических ситуациях и ассоциируют с интрузиями от гранодиоритов до лейкократовых гранитов; часто приурочены к гипабиссальным штокам и дайкам. В геотектоническом отношении они формируются в областях тектоно-магматической активизации, а также на завершающих стадиях развития внутриконтинентальных орогенных поясов и в зонах субдукции на активных континентальных окраинах. Общими чертами месторождений этой обширной группы являются: галенит-сфалеритовый состав, развитие оруденения в экзоскарнах; четкий контроль минерализации разрывными структурами; преобладание в скарновой ассоциации пироксенов. Наиболее приемлемым критерием классификации данных месторождений служит их связь с интрузивными породами. С этих позиций В. И. Старостин и П. А. Игнатов выделяют четыре типа рудных объектов: 1) батолитовый; 2) малых интрузий; 3) лайковый; 4) удаленный от интрузий.

1. *Батолитовый тип* представлен минерализованными (прожилки и вкрапленность) известковыми геденбергитовыми экзоскарнами в ореоле крупных плутонов лейкократовых гранитов.

2. *Месторождения малых интрузий* характеризуются ассоциацией марганцевого клинопироксена и граната со сфалеритом и галенитом. По мере удаления от интрузии происходит смена граната пироксеном, бустамитом и мрамором. С глубиной в скарнах возрастает количество граната и сфалерита и сокращается — пироксена и галенита. В эндоконтактной зоне интрузий широко развиваются родонитовые и гранат-везувиановые жилы.

3. *Дайковый тип* связан с интрузиями гранодиоритового и риолитового состава. Дайки служили каналами проникновения флюидов.

4. *Удаленные от интрузий месторождения* локализуются в разломных, надвиговых структурах. Скарновые тела в виде линз, гнезд и жил сложены гранатом, бустамитом, волластонитом и хлоритом. Рудные тела обогащены свинцом, с глубиной — сменяются цинком.

Глава 13

АЛЬБИТИТ-ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

13.1. Общие сведения

Грейзеновые месторождения известны давно. Однако раньше многими исследователями (П. М. Татаринев, А. Е. Карякин и др.) они относились к классу гидротермальных высокотемпературных месторождений. Аль-

бититовые месторождения, наоборот, как промышленный объект выявлены сравнительно недавно (в конце 1950-х гг.). И те и другие являются источником ценных металлов и элементов.

Альбититы и грейзены объединяют общность происхождения, локализации и источники рудообразующих веществ. Они, как правило, связаны с апикальными частями массивов кислых щелочных гипабиссальных пород, подвергшихся постмагматическому щелочному метасоматозу.

При этом вследствие метасоматоза апикальные части гранитных куполов были альбитизированы (обогащены натрием), а избыток калия вынесен и связан в грейзенах, образовавшихся выше альбититов. В альбититах концентрировались главным образом Nb, Ta, Zr, Th, а в грейзенах – Sn, W, Be, Li. В процессе такой перегруппировки наблюдается существенный вынос металлов из подрудной зоны и обогащение ими апикальных частей массивов.

Единство процесса возникновения альбититов и грейзенов не всегда приводит к их одновременному и совместному образованию. В природе чаще встречаются грейзеновые месторождения без альбититов и альбититовые месторождения без грейзеновых, чем совместная ассоциация рудоносных альбититов и грейзенов.

Главным регионом распространения альбититовых и грейзеновых месторождений в России является Забайкалье. Значительные месторождения имеются в Казахстане, на юге Китая, в Африке, Южной Америке, а в Европе – в Португалии, Германии, Англии и Чехии.

Альбититовые и грейзеновые месторождения известны как на платформах, так и в складчатых областях. Пространственно они тесно связаны с гранитами кислыми и повышенной щелочности, а на платформах тяготеют к щелочным гранитам и нефелиновым сиенитам.

13.2. Геологические и физико-химические условия образования

Альбитит-грейзеновые месторождения формировались в различные эпохи рудообразования: в докембрийскую (Африка), каледонскую (Сибирь), герцинскую (Австралия, Африка, Западная и Центральная Европа, Казахстан, Сибирь), киммерийскую (Китай, Монголия, Сибирь) и сравнительно редко в альпийскую (Кавказ). По мнению А. А. Ковалева, В. И. Старостина и других исследователей, придерживающихся мобилистской концепции развития литосферной оболочки Земли, интрузивные комплексы, с которыми связаны альбититы и грейзены, возникли в определенных геодинамических обстановках. Это – зоны столкновения континентальных и литосферных плит, заключительные стадии развития орогенных поясов, магматические дуги активных окраин континентальных плит, зоны глубинных разломов, области активизации древних платформ.

Формирование альбитит-грейзеновых месторождений происходило в обстановке воздействия горячих химически активных постмагматических растворов на раскристаллизовавшиеся породы интрузива. А. А. Беус, изучавший зональное строение массивов изверженных пород, подвергшихся щелочному метасоматозу, наметил схему процесса их преобразования (рис. 13). В первую, прогрессивную стадию процесса (восходящая ветвь кривой) происходят последовательно: калиевый метасоматоз, выражающийся в ранней микроклинизации в обстановке повышенного давления и температуры; затем вследствие инверсии процесса активизирования натровый метасоматоз, приводящий к ранней альбитизации периферийных частей интрузивного массива в условиях пониженного давления. Прогрессивная часть процесса развивалась на фоне возрастающей кислотности растворов. После перелома, отвечающего стадии грейзенизации, началась регрессивная стадия процесса, протекавшего в обратном направлении на фоне снижения кислотности растворов вследствие накопления в них щелочей и прошедшая через позднюю альбитизацию, завершающуюся поздней микроклинизацией (нисходящая ветвь кривой). На начальной стадии процесс протекал под воздействием надкритических растворов, переходивших по мере снижения температуры, в высокотемпературные растворы, насыщенные минерализаторами.

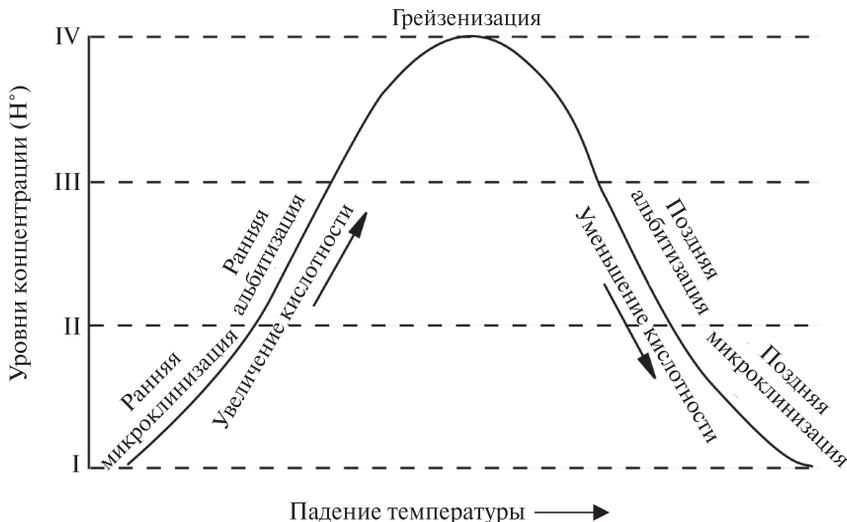


Рис. 13. Схематическая кривая изменения режима кислотности — щелочности растворов в процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза при раскристаллизации гранитов (по А. А. Беусу и Н. Е. Залашковой)

13.3. Альбититовые месторождения

Термины «альбититы» и «альбититовые месторождения» возникли в советской геологической литературе в 1950-х гг. после обнаружения А. А. Беусом этих месторождений в Восточном Забайкалье. Альбититовые месторождения представляют собой тела и зоны, сложенные альбититами – лейкократовыми породами, в которых в основной альбититовой массе наблюдаются порфиновые выделения кварца, микроклина, а также пластинки слюд и щелочного амфибола, реже пироксена. Различные альбититы характеризуются единым парагенезом главных минералов – альбита, микроклина и кварца. В альбититах выделяются участки с промышленными концентрациями редких, редкоземельных элементов, урана и др.

Известны два типа месторождений: 1) в связи с интрузивными массивами; 2) без связи с магматическими массивами.

Первый тип представляет собой штокообразные массы метасоматически преобразованных куполов и апофиз материнских изверженных пород, достигающих по площади нескольких квадратных километров и прослеживающихся на глубину до 600 м, реже более. Для этих месторождений, как правило, характерна вертикальная зональность, выражающаяся в развитии (снизу вверх) следующих зон: 1) биотитовые граниты (микроклин-I, плагиоклаз, кварц, биотит); 2) двуслюдяные граниты (микроклин-I, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит); 3) альбитизированные граниты (микроклин-I, альбит, кварц, мусковит); 4) альбититы (альбит, кварц, мусковит, микроклин-II); 5) грейзены (мусковит, кварц).

Особенности минерального состава альбититов в значительной степени зависят от состава исходных пород и заметно меняются с изменением их щелочности. По нормальным гранитам развиваются мусковит-микроклин-кварцево-альбититовые породы с бериллиевым оруднением, по субщелочным гранитам – литионит-микроклин-кварцево-альбититовые метасоматиты (с литиевыми, ниобиевыми и танталовыми рудами) и биотит-кварцево-альбититовые породы (с цирконием, ниобием и редкими землями). Типичным представителем этого типа является месторождение ниобия на плато Джос (Нигерия).

Второй тип месторождения не имеет связи с магматическими комплексами и развит вдоль зон региональных глубинных разломов в кристаллическом фундаменте древних платформ. Например, Украинский щит Восточно-Европейской платформы, где рудные тела имеют линейные секущие формы и связаны с зонами катаклаза. В подобных альбититовых телах сосредоточены значительные запасы урана, тория, бериллия и в меньшей степени ниобия, тантала и редких земель.

Существует несколько точек зрения о генезисе альбититовых месторождений этих зон. Одни исследователи предполагают метаморфогенную природу растворов, другие полагают, что растворы представляют собой продукты деятельности флюидов, производных скрытых на глубине интрузивных массивов.

13.4. Грейзеновые месторождения

Пространственно и генетически связаны с апикальными частями гранитных массивов, реже с перекрывающими их алюмосиликатными и карбонатными породами.

Грейзен – старинный термин немецких рудокопов. Состоит он из легко расщепляющегося агрегата слюды (мусковит, биотит, циннвальдит) и кварца с примесью турмалина, топаза, флюорита и сопровождающих рудных минералов.

Начальная стадия грейзенообразования связана с нарастающим кислотным выщелачиванием вплоть до возникновения мономинеральных метасоматитов. Последующая стадия обусловлена повышением щелочности и переотложения избыточных компонентов предшествующего выщелачивания (см. рис. 13). Процесс протекал при активной роли летучих компонентов (H_2O , F, B, Li и др.).

Грейзены, возникающие в различных породах, обладают зональным строением и характерным набором фаций, отвечающих последовательности их образования. Наиболее сложные и разнообразные фации образуются при грейзенизации алюмосиликатных пород.

Грейзены располагаются как среди активных магматических пород, так и в породах их кровли. Среди них выделяются *эндогрейзены* и *экзогрейзены*. Грейзеновые месторождения имеют форму: 1) штоков; 2) штокверков; 3) жил. Первые две формы характерны для эндогрейзенов, а третья – для экзогрейзенов.

В грейзенах всех разновидностей сосредоточены промышленные скопления: 1) олова в форме касситерита; 2) вольфрама главным образом в виде вольфрамита; 3) лития в литиевых слюдах (циннвальдит, лепидолит); 4) бериллия в форме берилла в силикатных грейзенах, в форме фенакита, берtrandита и гельвина в карбонатных грейзенах и в виде хризоберилла и изумруда в грейзенах по основным породам. Грейзеновые месторождения обычно небольшие по запасам минерального сырья, но часть содержит богатые руды. Такие месторождения имеются в России, Казахстане (Караоба), Германии (Циновец) и других странах. В грейзеновых месторождениях сосредоточены значительные запасы олова. Они достаточно распространены в России – на Чукотке, Забайкалье, При-

морье, Республике Саха, Германии, США, Китае и других странах. Они связаны с аляскиотовыми гранитными интрузиями гипабиссальной фации. Возраст их – от архейского до альпийского включительно. Рудные тела представлены жилами, штокверками, трубами. Главные рудные минералы: касситерит, вольфрамит, арсенопирит, циннвальдит; нерудные – кварц, альбит, ортоклаз, мусковит, топаз, флюорит, турмалин.

Глава 14

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

14.1. Общие сведения

Гидротермальные месторождения представляют собой обширную и очень ценную в практическом отношении группу, к которой относятся многочисленные месторождения руд цветных, редких, благородных, черных и радиоактивных металлов, а также некоторые неметаллические полезные ископаемые, как, например, асбест, тальк, магнезит, флюорит. Гидротермальные месторождения широко развиты не только в подвижных складчатых областях, но также и на щитах, активизированных щитах и платформах. Они возникали на протяжении всей истории развития Земли от раннего архея до современной эпохи включительно. К современным аналогам палеогидротермальных систем относятся: 1) эксгальсионные процессы срединноокеанических хребтов; 2) фумарольные воды Камчатки, Исландии, Аляски (Долина десяти тысяч дымов), Чили; 3) минерализованные источники Красного моря, полуострова Чемкен, Калифорнии (США) и других регионов.

Связь гидротермальных месторождений с магматическими породами может быть: 1) генетической (плутоногенное оруднение); 2) парагенетической (характерно для вулканогенных образований); 3) агенетической (месторождения и интрузии образовывались в различные эпохи); 4) амагматической (отсутствие видимой связи с интрузиями).

Гидротермальные месторождения создаются циркулирующими в земной коре горячими газово-жидкими растворами. Они образуются вследствие отложения минеральных масс как в пустотах (порах, кавернах, трещинах и т. д.) горных пород, так и в результате замещения последних. Поэтому форма тел полезных ископаемых гидротермального генезиса часто зависит от морфологии рудовмещающих полостей, а также очертаний замещаемых пород. Наиболее типичны для гидротермальных месторождений разнообразные жилы, а также штоки, штокверки, гнезда и сложные комбинированные тела. Тела полезных ископаемых, как правило, размещаются среди пород, подвергшихся гидротермальному изменению

в процессе рудообразования. В связи с этим они часто не имеют четких границ и оконтуриваются по данным опробования на основе установления минимального промышленного содержания полезного компонента в руде. Размеры тел гидротермального происхождения варьируют в широких пределах — от нескольких метров до десятков и первых сотен метров, а Материнская жила в Калифорнии прослеживается на расстоянии до 200 км.

В зависимости от состава выделяют три наиболее распространенных типа гидротермальных растворов: 1) умеренно-кислые калиевые; 2) хлоридно-борно-силикатные; 3) хлоридно-сульфатно-бикарбонатные (В. И. Старостин, П. А. Игнатов, 2004).

Характерной особенностью гидротермальных месторождений является зональность, которая широко используется при поисках промышленного оруднения. Первые схемы зональности этой группы месторождений были предложены французским геологом Де Лоне в 1900 г. и содержали три зоны, размещавшиеся вокруг интрузива:

- 1) Sn—Bi—Mo;
- 2) Pb—Zn—Ag—Ni—Co;
- 3) Au—Hg.

Позже английский геолог В. Эммонс (1924) разработал гипотезу о последовательном отложении в порядке, обратном растворимости минералов по мере понижения температуры растворов, удалявшихся от материнского плутона. Он выделил 16 зон. В центральных (ядерных) частях высокотемпературных зон отлагались минералы Sn, W, As, Bi, а в периферийных низкотемпературных — Ag, Au, Sb, Hg. Советский геолог академик С. С. Смирнов предложил пульсационную гипотезу зональности. В соответствии с этой гипотезой гидротермальный процесс был прерывистым, стадийным, что существенно осложняет общую эволюцию рудоносной флюидной системы.

В настоящее время установлено, что на зональность рудоотложения влияют многочисленные факторы, поэтому она отличается у разных классов месторождений, формировавшихся в неодинаковых геодинамических обстановках. В. И. Смирнов (1969) и предложил различать зональность первого рода, обусловленную стадийностью процесса, и второго рода, связанную с фациальной последовательностью выпадения из растворов минеральных веществ.

14.2. Физико-химические условия образования

Гидротермальные месторождения, как указывалось выше, образуются главным образом за счет горячих минерализованных растворов. Источник воды гидротерм может быть: 1) магматический; 2) атмосферный, включая

морские и океанические воды; 3) породно-поровый (формационный); 4) метаморфогенный. Выявление природы вод осуществляется по соотношению изотопов кислорода и водорода во включениях минералов и по их химическому составу.

Минеральное вещество гидротерм может быть представлено тремя источниками: 1) ювенильным (базальтоидным, подкоровым, мантийным) — Fe, Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu, Pt и др.; 2) ассимиляционным (гранитоидным, коровым) — Sn, W, Be, Li, Ta, Nb и др.; 3) фильтрационным (внемагматическим) — Si, Ca, Mg, K, Cl, Fe, Mn, Au, U, Ni и др.

Формы переноса минеральных соединений — коллоидные, истинные растворы в виде простых ионов и комплексных ионно-молекулярных соединений. В природных условиях на полифазных стадиях гидротермального процесса в различных геологических условиях присутствуют все указанные формы. Однако доминирующей формой переноса являются комплексные ионно-молекулярные соединения, состоящие из ядра и обрамляющих его лиганд. Эти соединения хорошо растворимы, чувствительны к физико-химическим условиям и реагируют на их изменения, легко распадаются на простые ионы и образуют труднорастворимые соединения. Ядро комплекса — катион, который может состоять из одного или нескольких элементов. Лиганды образуются отрицательно заряженными ионами или молекулами. По составу лиганд различают комплексы: хлоридные, сульфидные, уран-карбонат-фосфатные и др.

Важным фактором, контролирующим перенос и отложение веществ, является кислотность: осаждение из растворов, имеющих кислую реакцию, происходит при повышении величины pH, а из щелочных, наоборот, при ее понижении.

На миграцию рудного вещества большое влияние оказывает содержание в растворах сульфидной серы. Так, во флюидах зон спрединга концентрация серы составляет 130–285 мг/кг. Экспериментальные данные свидетельствуют, что хлоридная форма переноса является основной при температурах более 200 °С для Fe, Cu, Pb, Zn и Ag. Величина концентрации металлов в растворах является одним из важнейших факторов, определявших объемы и количество запасов руд конкретных месторождений. Как правило, осаждение сульфидов халькофильных элементов начинается из растворов, в которых содержание металлов составляет сотни миллиграмм на литр воды.

Параметры, характеризующие состояние флюидной системы, разделяются на *экстенсивные*, величина которых возрастает с увеличением массы системы или фазы (масса, объем, энтропия, теплосодержание и др.), и *интенсивные*, величина которых не зависит от размеров системы (температура, давление, концентрация и др.). Изменение интенсивных параметров системы приводит к нарушению вида равновесия, что меняет соотношение между фазами.

Одним из важнейших факторов формирования месторождений рассматриваемой группы являются гидродинамические условия. В. И. Старостин и П. А. Игнатов (2004) отмечают, что гидродинамические обстановки можно условно описать тремя моделями рудообразующих конвективных систем: вынужденная, свободная и гравитационная.

Перемещение вещества гидротермальными растворами осуществляется двумя способами — инфильтрацией и диффузией. Инфильтрация обусловлена давлением парообразной фазы, литостатическим и гидростатическим, тектоническим стрессом и термическим градиентом. Это основной способ перемещения вещества. Интервал глубинного гидротермального образования по эмпирическим наблюдениям и теоретическим расчетам составляет около 10 км.

Высший температурный предел гидротермальных месторождений ранее определялся критической температурой воды 374 °С. Исследуя включения водных растворов в гидротермальных минералах, Э. Ингерсон показал, что растворы с содержанием 10 % NaCl имеют критическую температуру 437 °С. По экспериментальным данным Н. И. Хитарова, в случае присутствия в водном растворе 0,25 моль/л H_2CO_3 критическая температура его повышается до 398 °С. Определение температуры осаждения минералов некоторых гидротермальных жил по их газовой-жидким включениям показывает ее максимальное значение 540–560 °С. Поэтому верхний температурный предел для образования гидротермальных месторождений может достигать 600 °С. Нижний температурный предел для них устанавливается в 50 °С или даже ниже, вплоть до средней годовой температуры поверхности Земли для данной местности. Наиболее обильное гидротермальное рудообразование происходит при температуре 400–100 °С.

Глубина образования гидротермальных месторождений различная. Они могут формироваться на больших глубинах — порядка 3–5 км и более, умеренных глубинах — 1–3 км и на малых — менее 1 км или вблизи земной поверхности. Примерная глубина формирования гидротермальных месторождений может быть установлена на основе геологических, морфологических, текстурно-структурных и минералогических критериев.

Высокотемпературные месторождения. Эти месторождения образуются при температурах около 500–300 °С. В их формировании значительную роль играют летучие компоненты, что дало основание некоторым исследователям (П. М. Татаринов и др.) выделять отдельно пневматолитовые месторождения, образующиеся только из газовой фазы. По мнению В. И. Смирнова, образование рассматриваемых месторождений происходит из жидких гидротермальных растворов и газовой фазы, богатой минерализаторами.

Вещественный состав руд определяется, во-первых, наличием минералов с минерализаторами: флюорит, топаз, берилл, турмалин, хлорит.

Во-вторых, характерны высокотемпературные минералы: магнетит, гематит, пирротин, касситерит, вольфрамит, гюбнерит, шеелит, молибденит, висмутовый блеск, арсенопирит, золото, флогопит, графит, апатит, корунд, силлиманит, кианит. Встречаются и среднетемпературные минералы: халькопирит, сфалерит, галенит. Главные жильные минералы: кварц, полевые шпаты, мусковит, литиевые слюды, флюорит, скаполит, амфибол, гранат, родонит.

Изменение рудовмещающих пород. Околорудные изменения боковых пород представлены грейзенизацией, турмалинизацией и скарнированием. Процессы изменения рудовмещающих пород гидротермальных месторождений, длительные по времени и широко распространенные в пространстве, имеют весьма важное значение в практике поисково-разведочных работ.

Среднетемпературные месторождения. Эти месторождения образуются в интервале 300–200 °С на умеренных и больших глубинах, а также в приповерхностных условиях.

Участие летучих веществ в рудообразовании очень ограничено, за исключением газов H_2S , CO_2 . Месторождения этого типа имеют большое практическое значение. Из них добывают основную массу цветных металлов (медь, свинец, цинк), значительную часть молибдена и олова, большую часть золота и серебра, урановые руды и почти целиком продукцию таких нерудных ископаемых, как асбест, магнезит, горный хрусталь, значительную часть плавикового шпата.

Вещественный состав руд. Среднетемпературные месторождения связаны с интрузивными породами самого разнообразного состава — от кислых до ультраосновных. Залегают месторождения нередко внутри массивов изверженных пород, но в большинстве случаев в осадочных и метаморфических породах кровли интрузива. Образовывались гидротермальные среднетемпературные месторождения как метасоматическим путем, так и путем выполнения пустот, в результате чего встречаются метасоматические залежи и типичные жилы выполнения.

Вещественный состав руд этих месторождений отличается большим разнообразием. Рудные минералы: золото и серебро, гематит, сидерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, энаргит, борнит, тетраэдрит, теннантит, галенит, сфалерит, сульфоарсенаты и сульфоантимониты свинца и цинка (буланжерит, джемсонит, кобальгин), арсениды и сульфоарсениды никеля и кобальта (шмальтин, раммельсбергит), урановая смолка, касситерит, станнин, реже молибденит и самородный висмут. Из неметаллических минералов характерны: хризотил-асбест, тальк, магнезит, флюорит, горный хрусталь. Главные жильные минералы: кварц, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, анкерит, редко родохрозит), барит, а в приповерхностных месторождениях — адуляр.

Низкотемпературные месторождения. Указанные месторождения образуются при температурах от 200 до 50 °С. Экономическое значение их, особенно для золота и серебра, очень велико. Кроме того, из месторождений этого типа извлекается вся мировая добыча ртути, сурьмы, исландского шпата, алунита и барита.

Вещественный состав руд определяют низкотемпературные минералы: киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, золото и серебро в самородном виде, теллуриды и селениды золота и серебра, самородная медь, халькопирит, тетраэдрит, халькозин, энаргит, галенит, сфалерит, аргентит, сложные сульфоантимониты и сульфоарсениты серебра (пираргирит, прустит, стефанит), марказит, кальцит, халцедон, флюорит, барит, алунит. Главные жильные минералы: кварц, халцедон, опал, карбонаты (кальцит, родохрозит), барит, алунит, каолинит, цеолиты и адуляр.

14.3. Классификация гидротермальных месторождений

Наиболее распространенной систематикой, используемой многими геологами в различных странах на протяжении многих лет, является классификация, разработанная американским геологом В. Линдгреном. Он подразделил гидротермальные месторождения по температурам и глубине образования на три класса: 1) гипотермальный – большие глубины, высокие давления и температуры (500–300 °С); 2) мезотермальный – средние параметры, температуры 300–200 °С; 3) эпитермальный – небольшие глубины и низкие температуры (200–50 °С).

Во второй половине XX в. стала разрабатываться новая классификация, учитывающая четыре главных признака: 1) связь с магматическими формациями; 2) состав руд; 3) физико-химические условия образования; 4) геолого-геохимические параметры. В законченном виде эта систематика была изложена в трудах Ф. И. Вольфсона, В. И. Смирнова и других советских геологов. Было предложено гидротермальные месторождения подразделять на три класса: плутоногенный, вулканогенный и амагматогенный (телетермальный).

Плутоногенные месторождения продолжают магматогенную серию и по геолого-генетическим образованиям связаны с альбитит-грейзеновыми и скарновыми группами месторождений. Они формировались в широком диапазоне геологических и термодинамических условий. Основная масса их относится к жильным и штокверковым образованиям. Среди них известны высоко-, средне- и низкотемпературные рудные формации. Наиболее распространены *высокотемпературные рудные формации* с примерами типичных месторождений: кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-золотая, кварц-висмутиновая и др. *Среднетемпературные месторождения* включают многочисленные, преимущественно

жильные месторождения, в составе которых, кроме кварца, широко представлены сульфиды и сульфосоли. *Низкотемпературные (амагматические) месторождения* представлены рудными формациями, образовавшимися при температурах 200–50 °С. Это наиболее спорная в генетическом отношении группа месторождений.

Вулканогенные гидротермальные месторождения. Среди них различают: 1) вулканогенные андезитовые; 2) вулканогенные базальтоидные (колчеданные) месторождения.

Вулканогенные андезитовые месторождения. Обычно приурочены к окраинным магматическим дугам, связанным с глубинными частями зон субдукции. Это, как правило, изогнутые в плане (в сторону континента) вулканно-плутонические пояса андезитового и риолитового состава. Наиболее грандиозными структурами подобного типа являются вулканические пояса Тихоокеанского континентального обрамления. Оруднение обычно приурочено к палеовулканам, их жерловым и периферийным частям, где они концентрируются в конических, кольцевых, радиальных и трубчатых разрывных структурах. Месторождения формировались на небольших глубинах – от нескольких десятков-сотен метров до первых километров в условиях резкого спада температуры и давления при быстро возрастающем кислородном потенциале. Наиболее типичны следующие рудные формации: 1) серебро-оловянная; 2) серебро-золотая; 3) серебро-сульфидная; 4) серебро-арсенидная. Месторождения серебро-оловянной формации широко распространены в оловянном поясе Боливии. Среди них по экономической значимости выделяется *месторождение Потоси*. Оно сложено вулканическими породами позднемелового-третичного возраста, залегающими на дислоцированных ордовикских песчаниках и сланцах. Вулканические породы представлены ингимбритами, туфами и лавами андезитового, дацитового и риолитового состава общей мощностью до 1500 м. Они прорваны средне- и поздне третичными субвулканическими штоками диоритовых порфиритов и риолитов. Рудные жилы сосредоточены вокруг штока порфиров, но прослеживаются также во вмещающие породы (рис. 14).

Рудные тела представлены отдельными жилами, пучками жил или отдельными зонами линейных прожилков. Жилы прослеживаются до глубины 800–900 м, но богатые руды развиты до глубины 350 м. Рудообразование развивалось в пять стадий. На первой стадии выделялись кварц, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, висмутит, пирротин, на второй – халькопирит и станнин, на третьей – сфалерит, тетраэдрит, андорит ($\text{AgPbSb}_3\text{S}_6$) и матильдин (AgBiS_2), на четвертой – пираргирит, джемсонит, буланжерит, сфалерит, галенит, а на пятой – формировались прожилки алунита. Процесс рудообразования начинался при температуре 500–400 °С, а завершался при температуре 50–100 °С.

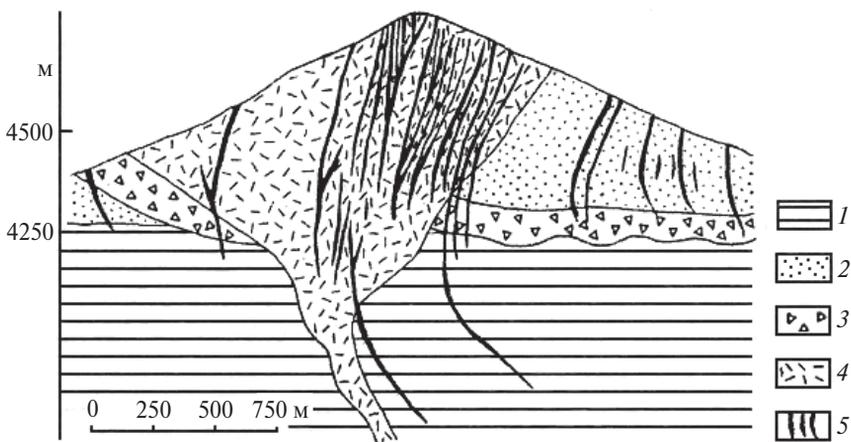


Рис. 14. Геологический разрез месторождения Потоси, Боливия (по Х. Мурильо):
 1 – сланцы ордовика; 2 – вулканогенно-осадочные породы третичного возраста;
 3 – вулканические брекчии (игнимбриты);
 4 – риолито-дациты, андезиты-дациты; 5 – рудные жилы

Вулканогенные базальтоидные (колчеданные) месторождения генетически связаны с подводно-морскими базальтоидными формациями. В геологической истории Земли месторождения этого класса образовывались непрерывно, начиная с раннего архея и кончая современным колчеданным рудогенезом в океанических структурах. Выявлены четыре характерных типа геотектонических обстановок колчеданного рудообразования: 1) островные дуги; 2) срединно-океанические хребты; 3) тыловодужные бассейны; 4) зоны разломов на границе палеоконтинентов (А. Митчелл, М. Гарсон, 1984).

С месторождениями данного класса связаны промышленные скопления сульфидных руд меди, цинка, свинца, а также значительные запасы серебра, золота, висмута и других элементов.

Глава 15 МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

15.1. Общие сведения

Экзогенные месторождения, разделяющиеся на месторождения выветривания и осадочные, формируются за счет внешней энергии. Источником служит Солнце, под действием которого на Земле происходят

изменение минеральных масс, круговорот воды, движение атмосферы и различные биохимические процессы. Важную роль в происхождении экзогенных месторождений играют также коллоидные растворы.

Месторождения выветривания по условиям образования и месту своего нахождения связаны с корой выветривания. *Кора выветривания* — это континентальная геологическая формация, образующаяся при воздействии энергии жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов на коренные породы, в результате на их месте возникают новые минеральные ассоциации со свойственными им особыми текстурами, структурами и вещественным составом. К корам выветривания приурочены характерные месторождения полезных ископаемых — бокситов (около 95 % мировых запасов), железа, марганца, никеля, кобальта, золота, редких металлов, каолина, цеолитов, монтмориллонита и др. В Беларуси в них локализованы месторождения каолина и боксит-давсонитовых руд. Подавляющая часть рассматриваемых месторождений связана с процессами выветривания, происходящими в континентальных условиях. Однако некоторые типы месторождений (бентонитовых глин, цеолитов и др.) обусловлены подводным выветриванием — гармиролизом.

Процессы выветривания протекают в самой верхней части литосферы (первые сотни метров) при атмосферном давлении и небольших колебаниях температур (от +50 до –50 °С). В зоне гипергенеза ограничены вариации окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных показателей. В этих условиях породообразующие, а также рудные и акцессорные минералы ведут себя по-разному. По степени устойчивости к разложению выделяют четыре минеральные группы (табл. 5).

Таблица 5

Относительная устойчивость минералов в зоне выветривания

Минеральная группа	Породообразующие минералы	Акцессорные минералы
1. Весьма устойчивые	Кварц	Хромшпинелиды, топаз, турмалин, брукит, анатаз, лейкоксен, рутил, шпинель, платина, осмистый иридий, золото, циркон, иридий, корунд, алмаз
2. Устойчивые	Мусковит, ортоклаз, микроклин, кислые плагиоклазы	Альмандин, гематит, магнетит, титаномagnetит, сфен, силлиманит, дистен, торианит, перовскит, ильменит, ксенотим, монацит, касситерит, андалузит, гранаты
3. Малоустойчивые	Амфиболы, пироксены, диопсидгеденбергит	Вольфрамит, шеелит, апатит, андрадит, гроссуляр, ортит, актинолит, цоизит, эпидот, хлоритоид, ставролит

Минеральная группа	Породообразующие минералы	Акцессорные минералы
4. Неустойчивые	Основные плагиоклазы, фельдшпатоиды, щелочные амфиболы, биотит, авгит, оливин, глауконит, доломит, кальцит, гипс	Пирротин, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, киноварь, пирит

Минералы первой и второй групп могут образовывать концентрации, в том числе рудные, в элювиальных образованиях. В таких случаях формируются *элювиальные россыпи*. Для разложения минералов третьей и четвертой групп необходимо глубокое химическое выветривание. В процессе природных реакций, протекающих в коре выветривания, на месте горных пород, не содержащих промышленно ценной минерализации или слабоминерализованных, при определенных физико-химических и геологических условиях могут возникнуть залежи полезных ископаемых. Накопление полезного минерального вещества может происходить двумя путями. Во-первых, вследствие растворения и выноса приповерхностными водами не имеющей ценной минеральной массы горных пород и накопления в остатке вещества полезного ископаемого. Такие месторождения называются *остаточными*. Во-вторых, определенные ценные составляющие горных пород могут растворяться этими водами и переотлагаться в нижней части разреза коры выветривания. Такие месторождения называются *инфильтрационными*. Таким образом, группа месторождений выветривания разделяется на два класса: остаточный и инфильтрационный.

15.2. Остаточные месторождения

По условиям образования и форме А. И. Гинзбург (1947) выделил три разновидности кор выветривания: 1) площадная; 2) линейная; 3) приконтактовая.

Площадная кора выветривания и связанные с ней месторождения плащом покрывают коренные породы, за счет которых они образовались. Нижняя поверхность таких залежей имеет сложную морфологию и постепенный переход к неизменным породам. Внутри такой залежи могут встречаться блоки неизменной породы. Размеры залежей, форма которых пластообразная, колеблется от нескольких десятков до тысяч метров в поперечнике; мощность — от десятков сантиметров до первых десятков метров.

Месторождения линейной коры выветривания формируются вдоль систем трещин в коренных породах и имеют форму жилообразных тел (рис. 15). Такие тела прослеживаются по простирацию, как правило, на сотни метров, а на глубину — на несколько десятков метров, реже — на 100–200 м.

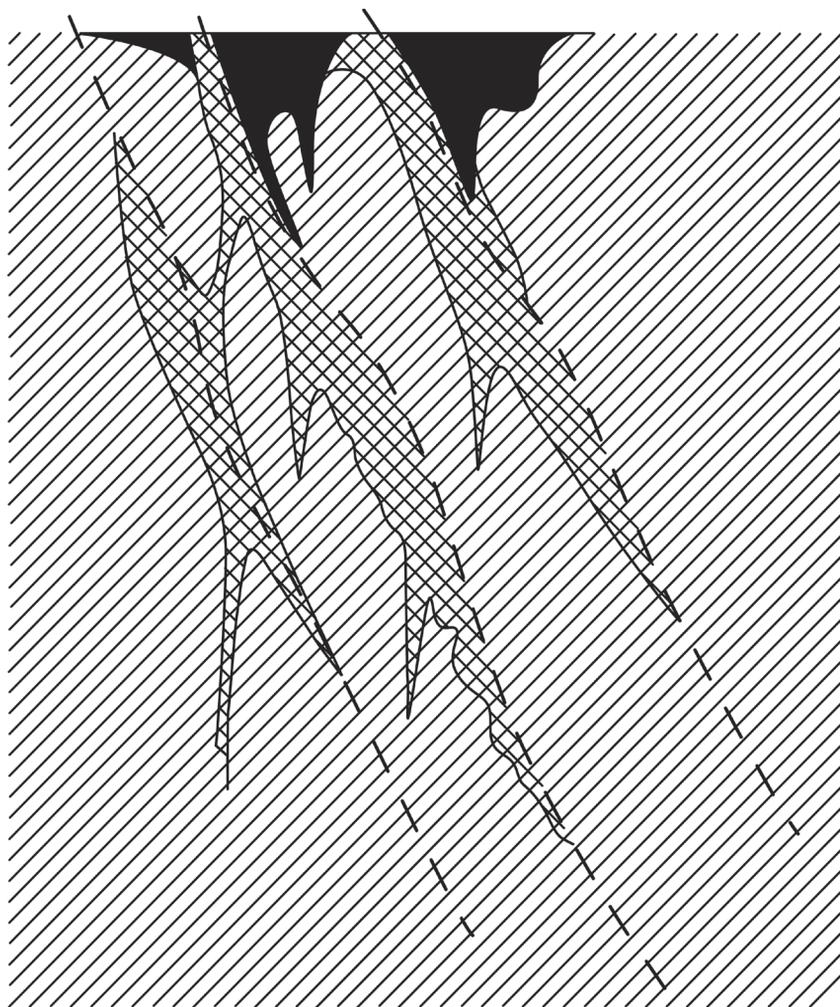


Рис. 15. Месторождение линейной коры выветривания в змеевиках
(по В. И. Смирнову):

1 – неразложенный змеевик; 2 – выветрелый разложенный змеевик
со скоплениями минералов никеля; 3 – охристо-глинистая порода;
4 – зона трещиноватости

Месторождения приконтактовые локализуются вдоль поверхности контакта породы, поставляющей вещество полезного ископаемого при его разложении, и породы, осаждающей это вещество из приповерхностных водных растворов.

Месторождения выветривания могут быть неизменными, а также переотложенными и преобразованными.

Переотложенные залежи возникают вследствие некоторого смещения выветрелой минеральной массы под влиянием силы тяжести или энергии воды. *Преобразованные тела* коры выветривания формируются в связи с дополнительным привнесом (инфильтрацией) соединений, не входящих в состав первоначальных продуктов разложения (ожелезнение, окремнение, омарганцевание, огипсование и т. п.). Залежи месторождений выветривания могут быть *открытыми*, выходящими на земную поверхность, и *погребенными* под более молодыми осадками. Среди них выделяются *современные* и *древние*, сформировавшиеся в прошлые геологические эпохи.

Физико-химические условия образования. Формирование месторождений выветривания обусловлено перегруппировкой минеральной массы глубинных горных пород, химически неустойчивых в термодинамических условиях в приповерхностных частях земной коры. Нижнюю границу коры выветривания, по мнению В. И. Вернадского, образует кислородная поверхность, которая близка к уровню грунтовых вод и обычно располагается на глубине 60–100 м, реже – до 200 м и более.

Основными агентами преобразования горных пород в коре выветривания являются: вода, кислород, углекислота, различные кислоты, организмы, колебания температуры.

Вода представляется наиболее действенным агентом выветривания. Действие ее определяют: 1) растворение, перенос и отложение природных химических соединений в коре выветривания; 2) растворение твердых, жидких и газовых аггрессоров (кислород, углекислота, кислоты и др.); 3) разложение породообразующих минералов материнской породы при гидратации и гидролизе; 4) регулирование физико-химической обстановки процессов преобразования горных пород, обусловленных вариациями ее кислотности – щелочности (рН), окислительно-восстановительного потенциала (Еh) и химического состава растворенных в ней веществ.

По данным А. И. Гинзбурга, все процессы химического выветривания пород сводятся к четырем основным: 1) окислению; 2) гидратации; 3) выносу катионов (Na, K, Mg и др.); 3) накоплению в осадке SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO.

В остаточных продуктах химического выветривания в зависимости от климатических условий могут присутствовать либо водные силикаты глинозема из группы каолинита состава $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, либо глинозем в свободном состоянии в виде гидратов оксида: моногидрата $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — бёмита и диаспора; тригидрата $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — гиббсита или гидраргиллита. В зависимости от того, в какой форме накапливается Al_2O_3 — в виде гидросиликата или в форме гидроксидов, различают *глинистое выветривание* в первом случае и *латеритное* во втором.

Глинистое выветривание происходит в условиях умеренного климата и обуславливает формирование месторождений остаточных глин, состоящих из смеси гелей и кристаллических водных алюмосиликатов (каолинит, монтмориллонит, бейделит, аллофан и др.) с примесью трудно разлагающихся минералов (кварц, рутил, циркон и др.).

В условиях тропического климата происходят *латеритное* и *каолиновое выветривания*.

В обстановке пологого (слабо расчлененного) рельефа при распаде силикатов образуются свободные Al_2O_3 , Fe_2O_3 и SiO_2 в виде золь. Возникающие при распаде силикатов соединения щелочей и щелочных земель не уносятся водами с арены выветривания. Они создают щелочную реакцию раствора, препятствующую коагуляции золя SiO_2 . В результате золи $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot m\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ сразу же коагулируют и остаются на месте, а золь кремнекислоты большей частью уносится щелочными растворами вниз разреза и отлагается в более глубоких горизонтах. Таким образом, на поверхности происходит накопление оксидов алюминия и железа и образование латерита.

В условиях латеритного выветривания формируется определенный латеритный профиль. В области тропических лесов различают пять зон (сверху вниз): 1) зона охр; 2) каолиновая зона; 3) гидрослюдистая зона; 4) зона дресвы; 5) свежая порода.

На кислых, богатых глиноземом породах формируются преимущественно *глиноземистые латериты*. На ультраосновных породах, богатых железом и бедных алюминием, возникают *железистые латериты*.

В условиях расчлененного рельефа выветривание в тропическом климате протекает несколько иначе и называется *каолиновым выветриванием*. Щелочные земли уносятся в растворе проточными водами. Вместо Al_2O_3 происходит накопление SiO_2 . Так как поверхностные воды содержат в растворе много гуматов, то под их защитным действием золи железа не коагулируют, а выносятся с арены выветривания. В результате остается смесь гелей двух оксидов — Al_2O_3 и SiO_2 , что ведет к образованию каолинита $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и формированию залежи каолина.

Месторождения бокситов. Формировались при разложении различных глиноземсодержащих пород: щелочных, кислых, основных и др. Образование их происходит в условиях жаркого и влажного субтропического и тропического климата. Крупнейшие месторождения этого типа находятся в Австралии, Африке, Индии, Южной Америке, США, странах Карибского бассейна и др.

Основными рудообразующими минералами бокситовых залежей являются гиббсит и гематит с примесью в верхней части разреза бёмита (до 10 %), каолинита (2–3 %) и титановых минералов. В целом в рудах содержание Al_2O_3 колеблется от 3, 5, 7 до 62,9 % (чаще от 45 до 50 %), содержание Fe_2O_3 – от 8 до 38 % (в среднем 16–22 %), SiO_2 – от 0,7 до 3–4 % (в среднем 2 %), TiO_2 – от 0,7 до 3,7 %. В небольших количествах присутствуют Mn, Ni, Co, V, Cr, Mo, Cu, Pb, Sn, Be.

Месторождения каолинов. В СНГ крупнейшие остаточные месторождения каолинов находятся в Украине и приурочены к коре выветривания допалеозойских кристаллических пород. Главная масса их связана с продуктами разложения кислых и отчасти щелочных пород: гранитов, сиенитов, гранито-гнейсов и пегматитов. В Беларуси с каолиновой корой выветривания в пределах Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента связаны месторождения первичных каолинов Ситница, Дедовка, Березина и Люденевичи. Каолины светло-серые, белые, жирные, слабохлоритизированные, слюдистые с примесью зерен кварца и полевых шпатов. Состоят из каолинита с примесью гидрослюд и монтмориллонита.

15.3. Инфильтрационные месторождения

К ним относятся такие месторождения выветривания, ценное вещество которых выщелочено из одних пород, перенесено грунтовыми водами и отложено в других породах, расположенных по соседству. Таким путем образуются инфильтрационные месторождения железа, марганца, ванадия, урана, фосфатов, гипса, боратов, магнетита и др. В образовании этих месторождений определяющее значение имеют *геохимические барьеры*, представляющие собой участки резкой смены условий миграции. Среди геохимических барьеров различают *механические* и *физико-химические*, обусловленные резким изменением химической обстановки, особенно щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий.

Месторождения железа. При химическом выветривании железо переходит в раствор обычно в коллоидном состоянии. Растворы, содержащие

железо, попадая в зону действия грунтовых вод и встречаясь с карбонатными породами, отлагают в них железо. В пустотах и трещинах известняков отлагается гель водного оксида железа, переходящий позже в лимонит. Если растворы приносят карбонаты или сульфаты железа, то между раствором и известняком происходят реакции обмена и известняк метасоматически замещается сидеритом, который в зоне окисления переходит в лимонит. Подобные железорудные месторождения развиты достаточно широко. Наиболее крупные месторождения этого типа на Урале – Алапаевское и Билимбаевское.

Месторождения меди. Отложение меди происходит либо путем замещения карбонатного цемента песчаников, либо при участии восстановителей (битуминозных остатков растительности, а также животных, бактерий и др.). Руды обычно тонко рассеяны во вмещающих породах, нередко образуют обогащенные участки в виде струй, лент, чечевиц и т. п. Преобладают кислородные соединения меди – малахит и азурит. Крупные месторождения медистых песчаников имеются среди пермских терригенных отложений Приуралья, а также в Боливии, США и других странах.

Месторождения урана. В коре выветривания четырехвалентные соединения урана окисляются и переходят в легкорастворимые шестивалентные соединения. Особенно интенсивно этот процесс развивается в кислой среде сульфидизированных пород. В результате образуется весьма подвижный сульфат уранила (UO_2SO_4). Нередко большая часть урана выносится грунтовыми водами на значительное расстояние, за пределы источников его выщелачивания, и переотлагается с образованием инфильтрационных месторождений. Промышленные концентрации соединений урана могут быть сосредоточены в трещинах горных пород, в песчаниках и конгломератах, в пластах углей, в залежах битуминозных пород. Урановые месторождения выветривания создавались на всем протяжении геологической истории развития Земли. Они известны в ЮАР, Канаде, Франции, США и других регионах мира.

Глава 16

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

16.1. Общие сведения

Месторождения россыпей формируются вследствие концентрации ценных минералов среди обломочных отложений, возникающих в процессе разрушения и переотложения вещества горных пород и месторож-

дений полезных ископаемых. Образование их связано с физическим и химическим выветриванием как коренных пород, так и полезных ископаемых.

Россыпи – скопления рыхлого или сцементированного материала, содержащегося в виде зерен, их обломков либо агрегатов ценных минералов. Полезные минералы россыпей включают в себя: золото, платину и платиноиды, уран, ниобий, вольфрам, бериллий, ртуть, железо, медь, драгоценные и поделочные камни – алмазы, изумруды, гранаты, корунд и другие, а также формовочные, строительные и стекольные пески.

Экономическое значение россыпных месторождений весьма значительное, что обусловлено рядом причин: малыми затратами при отработке поверхностных рыхлых образований с применением высокоэффективных способов добычи и обогащения (драги, сепараторы и пр.); присутствием весьма ценных полезных компонентов (алмазы, платина, золото и др.); часто встречающимся комплексом полезных компонентов (циркон-рутил-ильменитовые, алмазоносные, золотые и др.); наличием месторождений с возобновляемыми запасами сырья (косовые аллювиальные и некоторые прибрежно-морские россыпи); быстрой оборачиваемостью вложенных в разработку месторождений средств. Освоение россыпей дает примерно половину мировой добычи алмазов, ильменита, вольфрамита, шеелита, касситерита; около 20–30 % золота, платины и значительный процент ряда других полезных компонентов.

Месторождения россыпей обычно встречаются группами, объединяемыми в россыпные поля и районы. В последних встречаются коренные источники россыпей – рудопроявления и месторождения первичных руд. В таких случаях выделяют рудно-россыпные районы. В этой связи россыпи имеют важное прогнозно-поисковое значение.

16.2. Типы россыпей

В настоящее время существует несколько классификаций россыпных месторождений (В. И. Старостин, П. А. Игнатов, 2004). В генетическом отношении наиболее приемлема та классификация, которая основывается на определении генетических типов отложений, с которыми связаны россыпи.

В. И. Смирнов (1969, 1989) в группе россыпных месторождений выделял следующие классы: 1) элювиальный; 2) делювиальный; 3) пролювиальный; 4) аллювиальный, разделяющийся на подклассы – косовой, русловой, долинный, дельтовый, террасовый; 5) латеральный, разделяющийся на прибрежно-озерный, прибрежно-морской и прибрежно-океанический; 6) гляциальный, разделяющийся на моренный и флювиогляциальный подклассы; 7) эоловый, или дюнный.

Элювиальные россыпи возникают на месте разрушения коренных источников. При смещении выветрелого или дезинтегрированного материала по склону формируются *делювиальные россыпи*. Накопление обломочного материала у подножия склонов может привести к образованию *пролювиальных россыпей*. Они встречаются в предгорных аридных областях и приурочены к отложениям конусов выноса и блуждающих русел временных водных потоков. Среди данных образований выделяют собственно пролювиальные и аллювиально-пролювиальные, сформированные при воздействии более длительных водотоков, нежели первые. В верховьях долин часто встречаются *ложковые россыпи*, которые образованы слабо переработанным водными потоками солифлюкционным и делювиальным материалом.

Среди всех известных классов важное экономическое значение имеют прибрежно-морские и аллювиальные россыпи.

Прибрежно-морские россыпи — это наиболее крупные по протяженности месторождения (до 1000 км, Квинсленд — Новый Южный Уэльс, Австралия). Источниками поступления ильменита, рутила, лейкоксена, магнетита и титаномагнетита служат области базальтоидного и андезитового магматизма, комплексы ультрабазитов. Щелочные и кислые интрузивы — для ксенотима, циркона и монацита, метаморфические породы — для аксессуарных гранатов, силлиманита, ставролита и др. Терригенный материал, слагающий прибрежно-морские россыпи, также может поступать при разрушении водно-ледниковых отложений, их абразионно-волновом размыве. Одной из важнейших особенностей прибрежно-морских россыпей является возобновляемость их запасов, которые восстанавливаются по прошествии нескольких штормовых сезонов. Данному типу россыпей присуще высокое качество руды, обусловленное длительной сортировкой осадочного материала.

Среди прибрежно-морских россыпей выделяются следующие разновидности: пляжевые, баровые, косовые, береговых валов, лагун, дельт и подводного склона. По отношению к урезу воды различают россыпи, находящиеся над уровнем моря и подводные.

Аллювиальные россыпи. В аллювиальных россыпях сосредоточены значительные запасы золота, платины, алмазов, вольфрама и самоцветов.

Данный тип россыпей связан чаще всего с реками, дренирующими средне- и низкогорный рельеф. Высокогорные и равнинные области не содержат промышленных россыпей. Данное обстоятельство объяснимо с точки зрения того, что этим областям присущи водные потоки с равномерными скоростями, не способствующими выпадению зерен минералов из водных масс. В высокогорье большая скорость воды препятствует аккумуляции, а на равнинных территориях источники сноса удалены и

перекрыты наносами, а также рассеяны, измельчены и переотложены, глубоко захоронены в аллювиальных толщах.

Среди аллювиальных россыпей выделяются россыпи насыщения и рассеяния. Россыпи насыщения – россыпи долин низких и средних порядков, приближенные к коренным источникам. Для них характерны каньоновидные и корытообразные сечения долин, малая примесь илистоглинистых фракций, высокое содержание крупного золота, выдержанность оруденения. Россыпи рассеяния образованы в условиях преобладания выноса компонента над его привносом и связаны с расширяющимися долинами. Размещение россыпных месторождений имеет закономерный характер (рис. 16).

В разрезах россыпей выделяют снизу вверх следующие элементы:

- 1) плотик – коренные породы, подстилающие промышленные пески;
- 2) пласт или пески, являющиеся собственно металлоносными;
- 3) торф, представленный пустыми песчаными отложениями;
- 4) почвенный слой.

В случае наличия в составе аллювиального разреза двух и более металлоносных пластов, осадки, подстилающие верхний пласт, именуют ложным плотиком. Важным показателем продуктивности русловых россыпей является строение плотика. Чем сложнее оно, тем контрастнее будет распределение полезных компонентов.

Минералы россыпей приурочиваются к нижним частям аллювиальных отложений, к стержневым осадкам русел. Аллювиальные россыпи формируют лентовидные и линзообразные тела, вытянутые вдоль речной долины.

Долинные россыпи образуются при боковой эрозии в местах расширения долин рек. *Террасовые россыпи* – реликты долинных россыпей,



Рис. 16. Схема размещения россыпных месторождений различных классов и подклассов в поперечном сечении речной долины (по В. И. Смирнову)

сохранившихся в прибортовых частях речных долин. Долинные и террасовые россыпи – тела сложной конфигурации, которые могут образовываться за счет размыва и переотложения русловых россыпей. Формирование данных образований происходит при понижении базиса эрозии и увеличения врезания русел в верхних частях речных долин. Полезные компоненты в них имеют пластинчатую форму тонкозернистого состава. Россыпи приустьевых потоков образуются в местах резкого осложнения основной реки ее боковыми притоками.

По времени образования различают россыпи древние, сформировавшиеся в прошлые геологические эпохи, и современные (голоценовые). По условиям залегания они могут быть погребенными и открытыми. По форме залежей среди россыпных месторождений выделяются плащеобразные, пластовые, линзовидные, лентообразные, шнурковые, гнездовые.

Важнейшими характеристиками россыпей являются их размеры, минеральный состав, содержание полезных компонентов, крупность обломочного материала и количество илистых частиц, которые определяют их промывистость. Последнее характеризует способность отделять минеральные зерна от глины в водном потоке. Если количество примеси глинисто-алевритового материала более 10 %, то значительное число полезных компонентов уходит в отвалы за счет формирования агрегатов, устойчивых к воздействию водных потоков.

16.3. Геологические условия образования россыпей

Большой вклад в изучение россыпей и условий их образования внесли советские ученые Ю. А. Билибин, М. А. Великанов, А. А. Кухаренко, А. П. Лисицин, Е. В. Шанцер, Н. А. Шило, Е. А. Величко и др., а среди зарубежных – Х. Г. Рединг, М. Р. Лидер, Дж. Д. Коллинсон, Ф. А. Аллен и др.

Механизм формирования россыпей сводится к сортировке обломочного материала по крупности, плотности, форме частиц и химической устойчивости в процессе транспортировки. Все россыпные месторождения образуются под влиянием силы тяжести в связи с деятельностью поверхностных вод. Как отмечают В. И. Старостин и П. А. Игнатов (2004), механизм концентрирования россыпеобразующих минералов в воздушных, речных и бассейновых (озерных, морских, океанических) потоках вплоть до настоящего времени во многом не ясен. Единой модели для всех гидро- и аэродинамических условий не существует. Тем не менее практически все исследователи, изучавшие россыпи, едины во мнении, что для их образования необходимо сочетание следующих факторов:

- 1) присутствие в области питания россыпеобразующих минералов;
- 2) предварительная концентрация этих минералов;

3) интенсивное разрушение источников и глубокий эрозионный срез в областях денудации;

4) тектонически устойчивые разнонаправленные движения крупных блоков земной коры;

5) присутствие долгоживущих динамических ловушек полезных минералов.

Россыпеобразующие минералы — это, как правило, абразивно и химически стойкие высокоплотные минералы. Они концентрируются в тяжелой фракции отложений терригенного происхождения. По плотности ценные минералы образуют следующий ряд: золото — 15–19, платина — 14–19, касситерит — 6,8–7,1, гранаты — 3,5–4,2, алмаз — 3,5 г/см³.

Возможности формирования россыпей тех или иных минералов зависят от их физических свойств — твердости, способности к истиранию, спайности, хрупкости, смачиваемости, гидродинамических характеристик. Так, киноварь и вольфрамит, обладая совершенной спайностью, подвержены истиранию и разрушению. Вязкость янтаря и его низкий удельный вес, обуславливающий способность к всплыванию, приводят к его высокой подвижности и сохранности в потоках рассеяния. Мягкость и большой удельный вес пластинчатого золота не препятствует его переносу на большие расстояния. Гидравлические и физические параметры россыпеобразующих минералов определяют дальность их переноса. Так, в водной среде предельные расстояния переноса для танталита — 5 км, для пирохлора — 1,5, касситерита 3–6, золота — 8–10, платины — 4–8, нефрита — до 200 км, алмаза — десятки — первые сотни километров, сотни километров для рутила, ильменита, монацита и циркона. Хорошая транспортабельная способность в потоках рассеяния проявляется у алмаза, который, обладая высокой твердостью и химической стойкостью, а также гидрофобностью, способен к длительному переносу. Так, известны случаи его переноса от кимберлитовой трубки «Мир» в Республике Саха (Якутия) на расстояние до 700 км. В состоянии взвеси переносятся алмазы до 0,5 мм диаметром, в донных наносах — до 12 мм.

Источниками россыпей служат: магматические породы, обогащенные акцессорными минералами, например редкометалльные граниты; эндогенные рудопроявления и месторождения (коренные); древние осадочные породы, обогащенные полезными компонентами; древние россыпи (промежуточные коллекторы).

Интенсивное разрушение коренных источников россыпей взаимосвязано с предшествующими эпохами выветривания и перерывов в осадконакоплении. Разрушение коры выветривания создает предпосылки для первичного обогащения россыпей полезными компонентами.

Прибрежно-морские россыпи формируются при наличии следующих предпосылок:

1) наличие продуктивных источников обломочного материала в виде дельт или ледниковых отложений;

2) присутствие в береговой зоне магматических и метаморфических пород, обогащенных россыпеобразующими минералами;

3) формирование интенсивных вдольбереговых потоков в прибрежной зоне шельфа;

4) предшествующие современным интенсивные эпохи формирования россыпей и вторичных коллекторов;

5) оптимальный ход конседиментационных движений, который обуславливает длительный активный лито- и гидродинамический режим прибрежно-морской полосы.

В процессе формирования прибрежно-морских россыпей исключительное значение принадлежит *грануло-минералогической сепарации*, т. е. механической дифференциации частиц водным потоком по гранулометрическому составу, плотности и минеральному составу. Следует отметить, что в исходных породах береговой зоны первичное содержание рудных минералов обычно составляет доли процента (это акцессории), а в сформировавшихся россыпях концентрации тяжелых минералов достигают до 80 % от общего объема промышленных песков. Следовательно, для образования россыпей должно быть переработано соответственно по отношению к объему в десятки и даже сотни раз большее количество наносов.

Процессы формирования прибрежно-морских россыпей наиболее интенсивно проявились вдоль побережья Австралийского континента. В настоящее время Австралия является абсолютным лидером в мире по их освоению.

В Беларуси *титано-циркониевые россыпи* формировались в палеогене на площадях, сопряженных с Микашевичско-Житковичским выступом кристаллического фундамента и на северном склоне Украинского щита (Д. Г. Чуйко, 2002).

Глава 17

ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

17.1. Общие сведения

Осадочные месторождения возникают в процессе осадконакопления на дне водоемов. По характеру осадконакопления в группе осадочных месторождений выделяются механические, химические, биохимические и вулканогенно-осадочные. Среди полезных ископаемых осадочного происхождения исключительно важное экономическое значение имеют

эвапоритовые месторождения, образующиеся из истинных растворов. С ними связаны все известные в мире месторождения каменной соли, калийных и калийно-магниевых солей, мирабилита, гипса, ангидрита, а также частично доломита, боратов и др. Из рассолов, сопровождающих эвапоритовые отложения, извлекают ряд ценных элементов: Br, Rb, Li, Cs, J и др. Эвапоритовые отложения широко распространены на территории Беларуси. Они включают промышленные месторождения гипса и ангидрита (Бриневское), каменной соли (Старобинское, Мозырское, Давыдовское), калийных солей (Старобинское, Петриковское, Октябрьское), а также иодо-бромные рассолы.

Образование месторождений солей связывают с процессом осадко-накопления в осадочных солеродных бассейнах — галогенезом.

Галогенез — стадия в развитии водоемов аридных зон, когда осадок начинает формироваться в основном в виде легкорастворимых солей: CaSO_4 , NaCl, KCl, двойных и тройных солей сульфатов и хлоридов K, Mg, Ca, а также карбонатов и сульфатов Na. Эта стадия отвечает обычно среднему и высокому осолонению воды бассейна, а солевой раствор называется *паной*.

По гидрохимическим особенностям современного соленакопления выделяются три типа галогенеза: хлоридный, сульфатный, содовый и соответственно хлоридные, сульфатные и содовые соленосные формации. В данных минеральных парагенезисах галит представлен как преобладающий во всех без исключения группах. Наиболее широко он распространен в хлоридной и хлоридно-сульфатной группах.

Современные районы формирования эвапоритов располагаются исключительно в аридных областях. В некоторых местах при испарении грунтовых вод могут формироваться приповерхностные селитренники (предгорья Чили и Перу). В других при интенсивном испарении грунтовых вод и мелких озер происходит накопление доломитов, гипсов и ангидритов, галита (пустыни Намибии, Сомали, Эфиопии и Средней Азии или прибрежной равнины Персидского залива). В озерах, содержащих вулканогенный материал, могут формироваться месторождения соды, бора, цеолитов (Чили, США и др.).

Солеобразование отмечалось с раннего докембрия до настоящего времени. Однако существовали крупные этапы соленакопления, которые сопровождали эпохи завершения крупных геотектонических циклов — байкальского (кембрий), каледонского (силур — ранний девон); герцинского (поздняя пермь), киммерийского (поздняя юра — ранний мел), альпийского (миоцен) (рис. 17).

В мире насчитывается более 100 галогенных осадочных формаций. Среди них наиболее распространены галитсодержащие, подчиненное значение имеют калийно-магниевые, а наименее распространенные формации — содовые. Малочисленность содовых формаций определяется

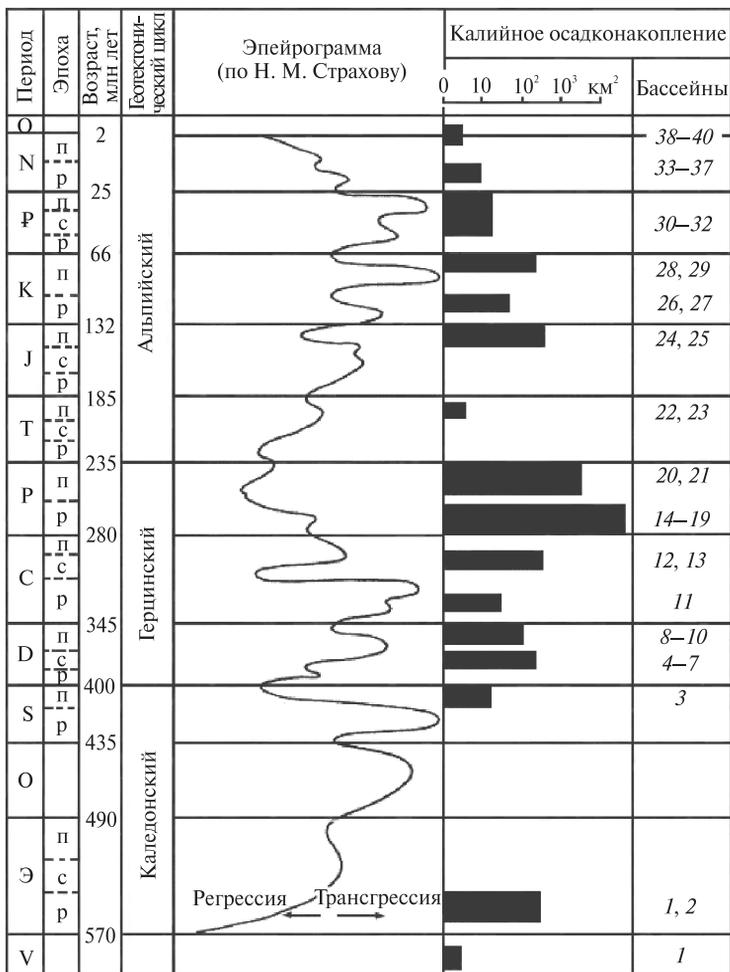


Рис. 17. Этапы калиенакопления в геологической истории Земли (по Э. А. Высоцкому): 1 – Восточно-Сибирский; 2 – Соляной кряж; 3 – Мичиганский; 4 – Эльк-Пойнт; 5 – Морсовский; 6 – Тувинский; 7 – Эдавейл; 8 – Позднефранский Припятского прогиба; 9 – Позднефранский Днепровско-Донецкой впадины; 10 – Позднефаменский Припятского прогиба; 11 – Монктон; 12 – Парадокс; 13 – Игл; 14 – Амазонский; 15 – Пермский Днепровско-Донецкой впадины; 16 – Пермский Припятского прогиба; 17 – Прикаспийский; 18 – Верхнекамский; 19 – Верхнепечорский; 20 – Западно-Техасский; 21 – Среднеевропейский; 22 – Аквитанский; 23 – Северо-Африканский; 24 – Среднеазиатский; 25 – Предкавказский; 26 – Западно-Африканский; 27 – Серджи-Алагоас; 28 – Корат; 29 – Сакон-Након; 30 – Каталонский; 31 – Наваррский; 32 – Верхнерейнский; 33 – Кум; 34 – Предкарпатский; 35 – Ереванский; 36 – Приараксинский; 37 – Сицилийский; 38 – Кайдакский; 39 – Данакильский; 40 – Цайдамский

редким сочетанием континентального осадконакопления в озерах, содержащих вулканогенный материал. Экзотическими являются современные азотистые соли – калийные селитренники. Для формирования данных соединений необходимо сочетание предгорных впадин и интенсивного испарения в очагах разгрузки обогащенных воздухом грунтовых вод.

17.2. Условия образования солей

По источнику питания выделяются два типа галогенеза: континентальный и морской. Первые представления о формировании эвапоритовых отложений из морской воды относятся к концу XIX в. Большой вклад в развитие современной теории галогенеза внесли российские ученые – Н. С. Курнаков, В. И. Николаев, М. Г. Валяшко, М. П. Фивег, А. А. Иванов, Н. М. Страхов. Определенный задел в этом направлении сделан белорусскими геологами-солевиками (В. Н. Щербина, Э. А. Высоккий, А. А. Махнач, Н. С. Петрова, В. З. Кислик и др.).

Анализ и систематизация данных о составе природных вод, исследование особенностей развития солеродных бассейнов, геохимических и физико-химических закономерностей формирования отложений легкорастворимых солей позволили М. Г. Валяшко (1962) сделать вывод о том, что в прошлые геологические эпохи основным источником формирования мощных соленосных толщ являлась морская (океаническая) вода. Известно, что морская вода из 98 элементов таблицы Менделеева содержит 50, но распространены они неравномерно: в виде хлоридов резко преобладает хлор – NaCl (77,7 %), MgCl₂ (10,9 %); MgSO₄ составляет 4,7 %, CaSO₄ – 3,6 %, K₂SO₄ – 2,5 %, CaCO₃ – 0,3 %, MgBr₂ – 0,2 %. Среднее содержание солей в морской воде с нормальной соленостью составляет 3,5 %. Предполагается (М. Г. Валяшко, 1962), что в течение фанерозоя состав морской воды и, прежде всего, ее главных компонентов менялся очень незначительно. Океаническая вода – динамически равновесная система и, в конечном счете, стационарная. Наряду с морскими водами определенную роль в питании солеродных бассейнов играли: 1) воды континентального стока; 2) формационные воды; 3) продукты эксгаляционной деятельности, выделявшиеся в процессе вулканизма; 4) десцендентные растворы.

Для накопления эвапоритовых отложений в морских бассейнах необходимо благоприятное сочетание определенных условий: 1) наличие полузамкнутых бассейнов, имеющих затрудненный водообмен с морем (океаном); 2) интенсивное прогибание дна бассейна; 3) аридный климат; 4) положительный баланс солей, способствующий ходу процессов галогенеза в течение длительного отрезка времени.

17.3. Схема и последовательность кристаллизации солей в процессе сгущения океанической воды

Классические физико-химические исследования двух наиболее крупных школ геологии галогенеза — немецкой и российской — позволили дать объективную оценку порядка отложения солей и выделения стадий сгущения морской воды.

С увеличением минерализации морских вод закономерно меняется и химический состав растворенных солей. Сохраняются более растворимые и устойчивые в растворе ионы, а в осадок, в первую очередь, выпадают менее устойчивые. При сгущении океанической воды среднего неизменного состава первой солью, выпадающей на ранних стадиях, появляется карбонат кальция, затем доломит, к ним при достижении концентрации 15–17 % присоединяется гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Порядок кристаллизации солей, начиная с сульфата кальция (гипс, ангидрит), может быть установлен по химической диаграмме N^+ , K^+ , Mg_2^+ , SO_2^+ , Cl ; $-\text{H}_2\text{O}$ с учетом степени метаморфизации и метастабильных солечных равновесий.

При концентрации $\sim 26\%$ ($d = 1,2 \text{ г/см}^3$) происходит кристаллизация галита (NaCl) — главного солевого компонента океанической воды (галитовая стадия). После выделения основной части галита при концентрации $\sim 31\text{--}32\%$ к нему присоединяется эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), который при дальнейшем концентрировании сменяется гексагидритом ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), при $33\text{--}34\%$ начинает кристаллизоваться сильвин (KCl), при 35% — карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Последней солью, выпадающей в эвтонической точке, является бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Такая последовательность кристаллизации солей из нормальной океанической воды при ее испарении в природных условиях дает возможность составить нормальную стратиграфическую колонку соляных отложений морского происхождения и выделить основные зоны — карбонатную, гипсово-ангидритовую, галитовую, сульфатов магния, сильвинитовую, карналлитовую и бишофитовую (табл. 6).

Обычно карбонатная и гипсово-ангидритовая зоны объединяются в подготовительную стадию существования бассейна. С момента кристаллизации галита бассейн переходит в стадию солеродного.

Наблюдаются существенные различия в минеральном составе солей при выпадении их из растворов сгущения нормальных морских вод (сульфатная ветвь) и в различной степени обессульфаченных (до хлоридных) растворов. В последних постепенно сокращается, а затем и полностью исчезает зона сульфатов магния.

В природных месторождениях сульфатной ветви морского галогенеза минеральный состав отложений значительно многообразнее, чем при кристаллизации солей по метастабильному пути в процессе сгущения океанической (морской) воды. Это объясняется формированием стабильных равновесий.

Таблица 6

**Нормальная стратиграфическая колонка океанических соляных отложений
и величина бромхлорного коэффициента (по М. Г. Валяшко)**

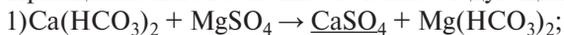
№ зоны	Наименование зон	Породообразующие периодические минералы и сопровождающие их постоянные минералы		Величина бромхлорного коэффициента $\left(\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}\right)$ для чистых (100 %) минералов-хлоридов																
		Форма выделения	Продукты диагенеза	1 3 5 7 9 11 13 15 17 19 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20																
6	Нормальная бишофитовая зона	Бишофит, эвтонический борат, карналлит, гексагидрит-тетрагидрат, галит, гипс, основные карбонаты магния	Борацит, кизерит, ангидрит, магnezит																	
5	Нормальная карналлитовая зона	Каналлит, гексагидрит (и другие гидраты до тетрагидрата), галит, гипс (полигалит), основные карбонаты магния	Кизерит (каинит), ангидрит, магnezит																	
4	Нормальная сильвинитовая зона	Сильвин, гексагидрит (эпсомит), полигалит, галит, основные карбонаты магния	Каинит, лангбейнит, кизерит, магnezит																	
3	Нормальная зона сульфатов магния	Эпсомит (гексагидрит), (астраханит), (полигалит), галит, гипс, основные карбонаты магния	Кизерит, ангидрит, магnezит																	
2	Нормальная галитовая зона	Галит, гипс, кальцит, основные карбонаты магния	Ангидрит, доломит, магnezит																	
1	Нормальная гипсово-ангидритовая зона	Гипс, кальцит (арагонит)	Ангидрит, доломит, кальцит																	

17.4. Формирование ветвей морского галогенеза

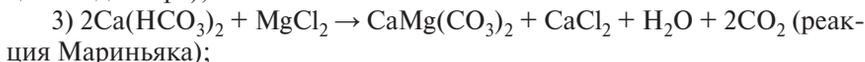
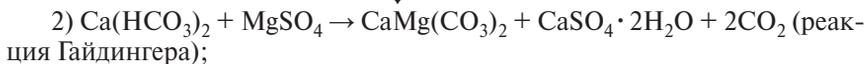
Средняя минерализация и сульфатный состав океанической воды являются тем естественным рубежом, который может быть принят за своеобразный «метаморфический нуль» (по образному выражению А. Е. Ходькова), и от него устанавливается степень измененности природных вод, в том числе и формирующих эвапоритовые отложения.

Переход из одного химического типа вод в другой носит название процессов *метаморфизации*, осуществляющихся путем взаимодействия с веществом окружающей среды (М. Г. Валяшко, 1962). Эти изменения сказываются в дальнейшем на последовательности и характере выдающихся соляных минералов, формирующих месторождения. Для солеродных бассейнов главным является потеря иона сульфата и эквивалентного ему количества иона магния. Этот труднообратимый процесс осуществляется в результате поступления бикарбоната кальция, привноса ветром и континентальными водами мелкодисперсного глинистого материала, сульфатредукции и т. д. При этом в качестве основной труднорастворимой соли выделяется сульфат кальция (гипс, или ангидрит).

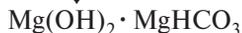
Принципиально возможно течение следующих обменных реакций:



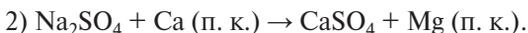
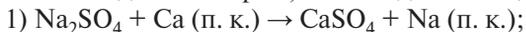
↓



↓



Как показали опыты М. Г. Валяшко и Г. К. Пельш, все четыре реакции осуществляются, но наибольшее значение по количеству образующихся фаз имеет первая, ведущая к образованию основных карбонатов магния. Процесс метаморфизации рассолов мелкодисперсным материалом, приносимым водами и ветром, может идти по следующей схеме:



В последнее время обессульфачивание морских вод рассматривается и как следствие взаимодействия с разгружающимися подземными водами хлоркальциевого состава.

Неодинаковая степень развития этих процессов приводила к более или менее глубокому изменению состава растворов. Прежде всего это сказывается на постепенном сокращении, а затем и полном исчезновении зоны сульфатов магния. Из сульфатных минералов в отложениях сохра-

няется только гипс (ангидрит). Большинство калийных месторождений формировалось из обессульфаченных растворов. Более редки нормальные морские калиеносные отложения сульфатного типа.

17.5. Гипотезы и модели образования солей

В учебнике Г. Бишофа «Физическая и химическая геология» (1855) изложено представление о том, что образование солей могло осуществляться только в водоемах на поверхности Земли в аридной зоне, где в результате испарения выпадали менее, а затем более растворимые соли (в соответствии со схемой Г. Узилио). Кроме того, Г. Бишоф полагал, что рапа солеродных водоемов расслоена по плотности, т. е. она многослойна.

До середины XX в. популярностью пользовалась гипотеза К. Оксениуса, которая повторяла основные положения гипотезы Г. Бишофа, только дополненные представлениями о «шлюзовом устройстве». Природным объектом этой модели служил залив Каспийского моря Кара-Богаз-Гол. Процесс соленакопления, по мнению К. Оксениуса, определялся условиями водообмена между лагуной и морем (рис. 18).

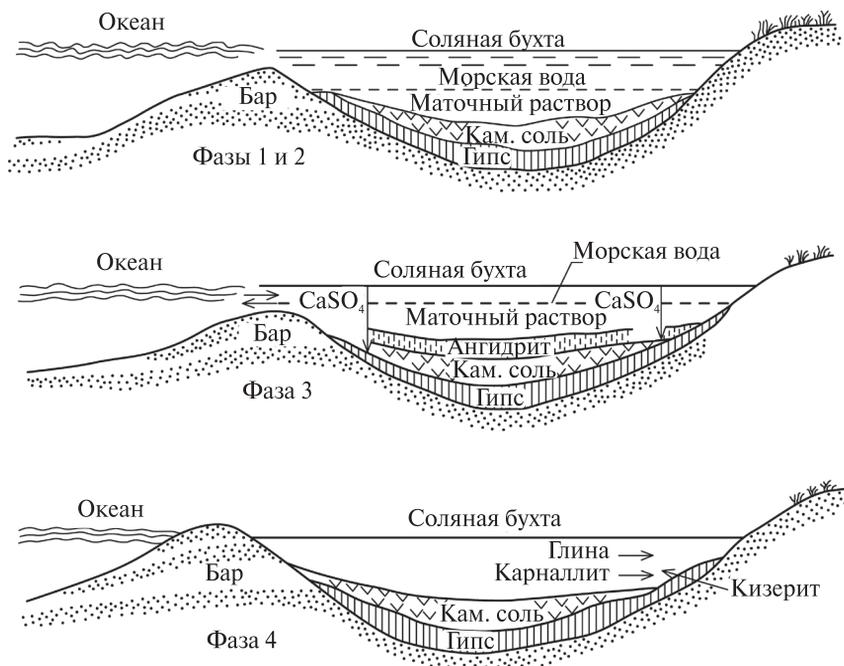


Рис. 18. Схема образования соляной залежи по гипотезе К. Оксениуса

Первым условием, необходимым для образования соляных месторождений, является существование баров, т. е. песчаных пересыпей, валов, благодаря которым от моря отшнуровывался залив, соединяющийся с открытым морем лишь с помощью очень узкого пролива. Второе условие — жаркий, сухой (аридный) климат, при котором испарение воды в заливе превышает ежегодный приток воды через бар. В таких условиях постепенно начинает повышаться концентрация солей в заливе. Когда она повысится в 5 раз (по сравнению с нормальной), начинает осаждаться гипс, несколько раньше которого из раствора выпадает CaCO_3 . При продолжении испарения воды в заливе и притоке свежих ее порций из открытого моря через бар плотность воды будет все время повышаться и, когда содержание солей возрастет в 11 раз, начнется осаждение NaCl . Поверх отложившейся каменной соли остается маточный раствор, в котором присутствуют легкорастворимые соединения — магниевые, калийные и др. С постепенным заполнением залива твердым осадком уровень маточного раствора должен повышаться. При этом может наступить момент, когда он достигнет высоты бара и вследствие значительной плотности начнет вытекать в открытое море. Сверху вытекающего маточного раствора в залив будет поступать морская вода, но уже в значительно меньшем количестве. Наступает новая фаза: поверх залежей каменной соли будет отлагаться слой гипса или ангидрита. В случае полного отделения залива от открытого моря процесс соленакопления может дойти до осаждения легкорастворимых солей калия и магния.

Модель «сухого озера»

М. Г. Валяшко (1962), учитывая относительно редкое распространение ископаемых калийных залежей, предложил модель солеобразования исходя из порядка отложения солей по «солнечной диаграмме». По мере испарения морской воды в бассейне происходит ее сокращение, т. е. уменьшение объема, увеличение плотности. Совершается сближение жидких и твердых фаз в бассейне.

М. Г. Валяшко различает два типа бассейнов — рапное озеро и «сухое озеро». В первом находится в жидком виде стуженный раствор плотностью $1-1,2 \text{ г/см}^3$; во втором преобладает твердая фаза солей, между кристаллами которой находится маточный раствор (плотность $1,3-1,4 \text{ г/см}^3$).

В «сухом озере» калийные и магниевые соли могут кристаллизоваться только при условии прогибания какой-либо его части и возникновении депрессии, в которую будут дренироваться маточные рассолы. При дальнейшем сгущении при условии появления открытой поверхности маточного рассола могут образоваться калийные соли.

Глубоководная модель Р. Шмальца

Эта модель предложена американским исследователем Р. Шмальцем (1969). Простейшая физическая модель глубоководного бассейна, которая удовлетворяет основным требованиям эвапоритового отложения — это ограниченный бассейн, похожий батиметрически на норвежские фьорды или Средиземное море. Он должен располагаться в климатической области, где испарение превышает речной сток. Глубина бассейна не является критической величиной и может достигать нескольких сотен метров и более. От открытого моря он должен отделяться мелководным порогом.

В эволюции такого бассейна выделяется несколько стадий, в результате смены которых глубоководный бассейн превращается в мелководный.

Все рассмотренные модели имеют те или иные недостатки. Процесс соленакопления мог идти с учетом сочетания разных моделей.

17.6. Мобилизм и геодинамические типы солеродных бассейнов

Анализ особенностей размещения соленосных формаций с позиций литосферных плит впервые в мире выполнен Н. М. Джоноридзе с соавторами (1980). Г. А. Беленицкая (2000) на основе обобщения обширного геологического материала и литературных источников разработала геодинамическую классификацию и модели обстановок галогенеза. Она выделила три группы геодинамических обстановок. Две из них — деструктивно-дивергентные и конвергентные — подчинены границам (палеограницам) плит (включая их зарождающиеся и отмирающие типы), третья — объединяет обстановки внутренних частей плит.

Обстановки деструктивно-дивергентной группы отвечают рифтовым и спрединговым режимам, типичным для рифтовых поясов континентов и океанов, конвергентный — субдукционным и коллизионным режимам, характерным для активно-окраинных (острово-дужных и окраинно-континентальных) и коллизионных поясов. Подавляющее большинство солеродных бассейнов относится к этим двум группам.

Третья группа обстановок свойственна собственно внутриплитным частям океанов и континентов и не контролируется границами плит. Для нее галогенез не характерен или крайне ограничен по масштабу.

Автором (Э. А. Высоккий, 1990; 1999) с позиций мобилизма выделены 5 тектонических типов морских калиеносных бассейнов геологического прошлого.

1. Бассейны авлакогенов, или внутриматериковых рифтовых зон, зарождавшихся в условиях растяжения земной коры, не приведшего к перемещению литосферных плит на значительные расстояния. В них создавались благоприятные условия для соленакопления. Типичными

примерами накопления калийных солей в подобных геодинамических обстановках являются позднедевонские (франкий и фаменский) бассейны Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. С внутриматериковыми рифтовыми зонами связаны также залежи калийных солей во впадине Афар (Эритрея), Верхнерейнском грабене (Франция, Германия), рифтовых зонах приморских провинций Канады и др.

2. Бассейны, возникавшие при расколе мегаплит с континентальной корой, раздвижении и дрейфе их частей и раскрытии нового океана. В этих условиях формировались эвапоритовые серии, которые трансгрессивно залегают на континентальных осадочных или вулканогенных образованиях и перекрыты морскими карбонатными или карбонатно-глинистыми отложениями. Таких бассейнов в геологической истории развития Земли было немного. Классическим примером является эвапоритовый бассейн, возникший в раннемеловую эпоху (апт) в пределах Южно-Атлантической впадины, представлявшей собой узкий, вытянутый в субмеридианальном направлении залив, разделенный относительно мелководной перемычкой вулканических сооружений на две котловины – северную и южную. Калийные и калийно-магниево-соли накапливались в северной части, наиболее удаленной от открытого моря. В связи с дрейфом фрагментов Гондваны и раскрытием Атлантического океана в позднем мезозое рассматриваемые эвапоритовые отложения ныне залегают в переходных зонах Атлантического побережья Африки (Габон, Конго) и Южной Африки (бассейн Сержипи-Алагоас в Бразилии), которые удалены друг от друга на многие тысячи километров.

3. Бассейны, располагавшиеся в пределах поясов и зон, поддвижения и столкновения литосферных плит на заключительных стадиях закрытия океанов. В подобных геодинамических обстановках в связи с закрытием океана Тетис в кайнозое возник обширный пояс эвапоритовых (калиеносных) бассейнов, приуроченный к Альпийско-Гималайской области сжатия литосферы. Этот пояс простирался от Испании на западе до Пакистана на востоке и включал ряд калиеносных бассейнов: Наваррский, Каталонский, Сицилийский, Предкарпатский, Приереванский, Кум, а также бассейны в иранском Азербайджане и, по-видимому, бассейн Соляной Кряж.

4. Бассейны так называемых карбонатных платформ, формировавшиеся в гигантских депрессиях земной коры, которые образовались в результате коллизии (фронтальной либо тангенциальной) двух или более континентальных макро- или мезоплит. В этих бассейнах накоплению соленосных предшествовало образование на обширных пространствах карбонатных отложений. К этому типу могут быть отнесены раннекембрийский Восточно-Сибирский и цехштейновый Среднеевропейский бассейны. Эвапоритовые отложения в каждом из них распространены на громадных площадях (до 1 млн км²).

5. Бассейны синеклиз и впадин в пределах стабильных частей мегаплит, формировавшиеся во время спокойного их перемещения. В таких

бассейнах накапливались эвапоритовые отложения небольшой мощности и с непромышленными скоплениями калийных солей. Типичным примером подобного типа является Морсовский бассейн (средний девон) Восточно-Европейской платформы.

Глава 18

ОСАДОЧНЫЕ БИОХИМИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

18.1. Общие сведения

Биохимическим путем образуется достаточно обширная группа полезных ископаемых, имеющих важное экономическое значение. Это месторождения фосфоритов, серы, кремнистых, карбонатных пород, сапропеля, каустобиолитов и др. Кроме того, биохимические процессы играют важную роль при формировании осадочных месторождений урана, редких земель, меди, иттрия, скандия, германия и др. Для образования месторождений этого типа определенное значение имеют климатические, ландшафтные и историко-геологические факторы.

Биохимические осадки накапливаются в результате жизнедеятельности организмов. По данным В. И. Вернадского, общая масса органической материи составляет примерно 0,001 % от массы всей земной коры. Большая часть этой материи находится в водах Мирового океана. Исключительная роль организмов проявляется в круговороте углерода, кислорода, азота, серы, фосфора и других элементов. Некоторые организмы концентрируют в себе очень большое количество тех или иных элементов. Примерами являются концентрации углерода в месторождениях ископаемых углей, углерода и водорода в нефтях, кальция и углерода в известняках, кремния в диатомитах, фосфора и углерода в фосфоритах. Содержание некоторых элементов в морских организмах по сравнению с окружающей средой во много раз выше (табл. 7).

Таблица 7

Концентрации некоторых элементов в морских организмах (по В. И. Вернадскому)

Элементы	Организмы	Содержание в морской воде, %	Содержание в организме, %	Коэффициент концентрации
Si	Кремниевые губки Диатомитовые водоросли	$5 \cdot 10^{-5}$ $5 \cdot 10^{-5}$	до 30 до 3	600 000 60 000
J	Водоросли Губки	$5 \cdot 10^{-6}$ $5 \cdot 10^{-6}$	до 0,6 до 2,0	120 000 400 000
Fe	Морская трава	$5 \cdot 10^{-5}$	0,1	2000

Кроме элементов, выполняющих определенные физиологические функции (С, О, Н, N, S, P, К, Fe), в них могут концентрироваться и редкие элементы – Co, Be, Ge, Mo, Ga, Sn, Sc и др.

18.2. Фосфориты

Круговорот фосфора в природе исключительно сложен и многообразен. Он встречается во множестве форм и участвует в огромном количестве природных процессов. Фосфор – один из важнейших химических элементов Вселенной и входит в число 20 наиболее распространенных элементов Солнечной системы. Элементарный фосфор существует в виде нескольких модификаций, главные из которых – белая, красная и черная. *Белый фосфор* представляет собой воскоподобное прозрачное вещество, которое в присутствии примесей имеет желтоватый оттенок. Он ядовит и на воздухе при температуре 40 °С воспламеняется, используется в зажигательных бомбах и снарядах. *Красный фосфор* аморфен, в воздухе не воспламеняется вплоть до температуры 240–250 °С, но воспламеняется при трении или ударе. *Черный фосфор* по внешнему виду похож на графит, но с трудом воспламеняется при зажигании.

Фосфор может быть как отрицательно трехвалентным, так и положительно пятивалентным. В природе почти всегда он встречается в виде пятивалентной формы. При окислении переходит в пентоксид P_2O_5 , который активно реагирует с водой, образуя метафосфорную (HPO_3), ортофосфорную (H_3PO_4) и пиропосфорную ($H_4P_2O_7$) кислоты. В земной коре почти все известные минеральные соединения фосфора являются солями ортофосфорной кислоты. Известно около 200 минералов, содержащих P_2O_5 . Большая часть фосфора в земной коре присутствует в минералах группы апатита, которая охватывает почти 95 % всех природных фосфатов. Общая формула апатита $Ca(PO_4)_3(F,Cl,OH)$.

Источником фосфора для фосфоритовых месторождений является сравнительно легко растворимый апатит магматических пород. Этот минерал растворяется при химическом выветривании изверженных пород углекислыми поверхностными водами и переносится реками в морские водоемы. Здесь фосфор осваивается животными организмами и растениями. Содержание фосфорно-кислого кальция в костях, панцирях, тканях и крови морских организмов достигает 60 % и более. Обычно фосфор активно осваивается морскими организмами в приустьевых частях рек, создающих своеобразный биофильтр, не пропускающий растворенные фосфаты в центральные части водных бассейнов. Фосфор поступает туда исключительно в биомассе, из которой он может накапливаться на дне. Частично в морские водоемы фосфор может поступать с вулканическими эксгальциациями.

Условия образования фосфоритов

Образование залежей фосфоритов может происходить двумя путями: биологическим и биохимическим.

Биолитная теория. Образование фосфоритов происходит в результате разложения огромных масс фоссилизированных на морском дне организмов. При их разложении морская вода обогащается углекислотой и аммиаком, которые, соединяясь, образуют углекислый аммоний. Углекислота, углекислый аммоний и хлорид натрия в воде повышают ее растворяющую способность в отношении фосфорно-кислой извести костей, тканей, раковин, которая, перейдя в раствор, реагирует с углекислым аммонием, образуя фосфорно-кислый аммоний. Последний, соприкасаясь с твердыми частицами осадка, в том числе и с раковинами организмов, отлагает на их поверхности или в осадке фосфорно-кислый кальций конкреционного типа. Таким путем образовались некоторые пласты фосфоритовых месторождений Эстонии, сложенные почти нацело скоплениями раковин *Obolus Appolinis*.

Биохимическая теория. Фосфор может накапливаться в области шельфа платформенных морей и в геосинклинальных бассейнах. Схема формирования фосфоритовых месторождений для этих условий разработана А. В. Казаковым (1950). Для возможности образования фосфоритовых месторождений по этой схеме необходимо наличие двух условий: 1) прямой связи шельфа с глубокими (200–500 м) частями открытого бассейна; 2) наличие восходящих к шельфу глубинных донных течений как основного источника фосфатов.

Верхние слои морской воды, насыщенные фитопланктоном, примерно до глубины 60 м почти лишены фосфора; максимальное содержание в них P_2O_5 составляет 50 мг/м^3 , но часто опускается до $2\text{--}5 \text{ мг/м}^3$. Парциальное давление углекислоты в этой зоне не превышает $3 \cdot 10^{-4}$ атм. Такое явление объясняется тем, что организмы, населяющие эти слои воды, энергично поглощают фосфор. Отмирая и падая на дно, они непрерывно уносят фосфор из поверхностных слоев воды в более глубокие. Основным агентом, способствующим переводу фосфатов организмов в раствор, является CO_2 , повышенное содержание которого в слоях воды ниже зоны фитопланктона обусловлено процессами окисления органических веществ, т. е. минерализацией падающих на дно организмов, так как значительная часть их успевает разложиться, не доходя до глубины 500–1500 м. Именно эти слои океанических вод являются наиболее богатыми CO_2 и фосфором. Содержание P_2O_5 на глубине 300–800 м достигает 300–600 и даже 1000 мг на 1 м^3 воды, а парциальное давление CO_2 возрастает до $12 \cdot 10^{-4}$ атм. Вследствие вертикальной циркуляции вод фосфаты из глубины выносятся на поверхность и снова вступают в круговорот.

В тех случаях, когда восходящие течения подводили глубинные воды, богатые CO_2 и P, к мелководной части шельфа, парциальное давление CO_2 уменьшалось и на глубине 100–150 м выпадал фосфат. Таким путем образовались фосфориты хребта Каратау (Казахстан), фосфориты Северной Африки, Западной Сахары и др.

18.3. Сера

Помимо месторождений серы, образовавшихся путем возгонов и окисления сульфидов, большое значение имеют осадочные месторождения, сформировавшиеся биохимическим путем. Во многих морских и лагунных бассейнах наблюдается повышенная концентрация сероводорода, связанного с деятельностью анаэробных бактерий, живущих в бескислородной среде. Эти бактерии разлагают не только органические вещества, но и серно-кислый кальций – $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, находящийся в морской воде.

Процесс окисления сульфатов заключается в окислении вследствие жизнедеятельности бактерий органического вещества в CO_2 , причем энергия для этого разложения заимствуется из высокомолекулярных органических веществ. Окисление идет по следующей схеме:

- 1) $\text{CaSO}_4 + 2\text{C} = \text{CaS} + 2\text{CO}_2$;
- 2) $\text{CaS} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{H}_2\text{S} + \text{CaCO}_3$.

Сероводород, поднимаясь вверх, попадает в область вод со свободным кислородом и подвергается окислению согласно реакции

- 3) $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + \text{S}_2$.

Кроме того, сероводород может разлагаться под действием аэробных бактерий:

- 4) $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + \text{S}_2 + 122$.

Биохимическим путем образовались месторождения серы Поволжья (Водинское, Алексеевское, Сюкеевское и др.), Туркмении (Гаурдакское), Предкарпатья (Раздольное, Немировское, Язовское) и др.

Большинство крупных месторождений серы биохимического генезиса связано с галогенными формациями, образовавшимися в эвапоритовых бассейнах сульфатной ветви развития процессов галогенеза. Формирование залежей серы в бассейнах хлоридной ветви не происходило. Этим фактом можно объяснить отсутствие проявлений и залежей серы в эвапоритовых палеобассейнах Беларуси.

В настоящее время (А. Митчелл, А. С. Соколов и др.) установлено, что большинство месторождений серы приурочено к границам литосферных плит. В подобных геодинамических условиях сформировались месторождения крупнейших сероносных провинций – Тихоокеанской и Средиземноморской.

18.4. Карбонатные породы

Биогенным путем образуются известняки, мел и другие разновидности карбонатных пород. Органогенные известняки возникают вследствие накопления кальция в раковинах отмирающих морских организмов. Они чаще всего представляют скопления скелетов кораллов, фораминифер, мшанок, губок и других организмов. В результате скопления этих остатков на дне моря формируются подводные известковистые рифы, а также органогенные постройки, которые часто являются местами скопления нефти и газа. Они образуются, как правило, на мелководных участках морского дна, в теплой и прозрачной воде. Известняки органогенного происхождения разделяются на три типа: 1) цельнораковинные, сложенные целыми или почти цельными скелетными частями, которые легко определяются макроскопически; 2) крупнодетритусовые, сложенные обломками раковин, которые определяются под микроскопом; 3) мелкодетритусовые, сложенные мельчайшими обломками раковин, лишь с трудом определяемые под микроскопом. Примером месторождений органогенных известняков являются каменноугольные отложения Подмосковского бассейна, используемые как цементное сырье и строительный камень, известняки третичного возраста Керченского полуострова.

Мел — белая полусвязная осадочная порода, состоящая преимущественно из кальцитовых остатков морских планктонных водорослей — кокколитофорид. Представляет собой осадок теплых морей, отлагавшийся на глубинах от 100 до 200—300 м и более. Мел характерен исключительно для верхнего отдела меловой системы, что связано с пышным развитием кокколитофорид в поздне меловую эпоху. Мел представляет значительную ценность; месторождения его разрабатываются во многих регионах мира. В Беларуси он используется в основном в качестве цементного сырья. Месторождения размещены преимущественно в пределах Могилевской и Гродненской областей.

18.5. Кремнистые породы

Источником кремния является кремнезем, находящийся в морской воде в виде истинного раствора H_4SiO_4 . Среди осадочных кремнистых пород различают диатомиты, трепелы и опоки. Кремнистые породы образуют пластообразные залежи мощностью от 0,4 до 55 м. По условиям образования различают морские и пресноводные озерные месторождения. В озерах накопление органических остатков происходило в холодноводных бассейнах, воды которых содержали значительное количество кальция и углекислого газа. В этих условиях простейшие организмы осваивали из воды растворенный кремнезем для образования своих скелетных частей и панцирей.

В морских условиях накопление диатомитов чередовалось с образованием тонких прослоев глинистых осадков. В докембрии и раннем палеозое

преобладали хемогенные кремнистые образования. Затем они постепенно вытеснились биогенными осадками, питательной средой которых являются как кремнезем, привносимый водами в эпиконтинентальные и геосинклинальные моря, так и кремнезем подводных вулканических эксталяций. В геологической истории Земли отмечался периодический расцвет кремнистого осадконакопления вслед за вспышками тектонической активности.

18.6. Уран и ванадий

В формировании месторождений урана и ванадия большое значение имеют биохимические процессы. Основными первоисточниками *ванадия* являются титаномагнетит и темноцветные минералы основных и ультраосновных пород, подвергшиеся выветриванию. Извлечение ванадия из вод бассейнов осуществляется фито- и зоопланктоном. При гибели планктона в процессе диагенеза ванадий переходит в металлоорганическое соединение, а потом в более устойчивое соединение — минерал роскоэлит — $KV_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. Минералы ванадия в осадочных месторождениях сопровождаются соединениями молибдена, свинца и бария. Наиболее типичными являются месторождения ванадиеносных сланцев, представленных чередованием пачек углисто-глинистых и кремнистых сланцев. Ванадий концентрируется главным образом в углистых прослоях, где содержание его достигает 1–2 %, в то время как в кремнистых прослоях снижается до 0,2–0,3 %. Состав таких руд очень сложный: углистое вещество с участием карбонатов и ванадатов (ванадинит, узбекит, фольбортит), фосфаты, барит, роскоэлит и др.

Месторождения урана осадочного происхождения приурочены в основном к битуминозным глинистым сланцам. Уран парагенетически тесно связан с органическим веществом в виде ураноорганических соединений. Примером могут являться месторождения кембрийских сланцев Швеции, в которых наиболее высокие концентрации урана наблюдаются в слоях, обогащенных особым органическим веществом. Содержание U_3O_8 составляет 0,15–0,20 %.

Глава 19

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ОБРАЗОВАННЫЕ ИЗ КОЛЛОИДНЫХ РАСТВОРОВ

19.1. Общие сведения

К этому типу относятся месторождения железа, марганца и алюминия (бокситов), формирующиеся из суспензий и коллоидных растворов в осадочных бассейнах в сходных геологических условиях. Руды этих ме-

таллов имеют важное экономическое значение. Условия их образования изучались в основном Н. М. Страховым, А. Д. Архангельским и другими исследователями.

Коллоиды представляют собой растворы с относительно крупными частицами размером порядка 10^{-5} – 10^{-7} см (или от 1 до 0,0001 мм).

В коллоидах различают дисперсионную среду (растворитель) и дисперсную фазу (растворенное вещество). Агрегатное состояние дисперсионной среды и дисперсной фазы может быть различным: твердым, жидким и газообразным. Среди коллоидных образований различают золи и гели.

Золи характеризуются резким преобладанием дисперсионной среды над дисперсной фазой (например, желто-бурые железистые воды). Гели имеют вид студнеобразных и желеподобных масс; дисперсионная среда в них содержится в незначительном количестве, дисперсная же фаза резко преобладает.

В зависимости от природы дисперсионной среды различают гидрозоли и гидрогели (дисперсионная среда – вода), аэрозоли и аэрогели (дисперсионная среда – воздух), пирозоли и кристаллогели (дисперсионная среда – кристаллическое вещество).

Коллоидные частицы имеют определенный электрический заряд. Все частицы одного коллоида имеют одинаковый заряд, вследствие чего они отталкиваются друг от друга и находятся в дисперсионной среде во взвешенном состоянии.

Если к коллоиду, имеющему положительный заряд, прилить коллоид с отрицательным зарядом или наоборот, то произойдет осаждение, или коагуляция, коллоида. Коагуляция наиболее полно происходит лишь в том случае, когда суммы положительных и отрицательных зарядов частиц равны.

Осаждение коллоидов из растворов может происходить не только от смешения коллоидов различных зарядов, но и от других причин, например от добавления к коллоидному раствору электролита или молекулярного раствора, повышения температуры вследствие увеличения концентрации раствора при испарении растворителя и в результате действия радиоактивных веществ.

В коллоидах проявляются процессы, связанные с поверхностным состоянием вещества. Действию поверхностных сил следует приписать прежде всего явление адсорбции, т. е. поглощение коллоидным веществом из раствора тех веществ, которые уменьшают поверхностную энергию данного коллоида. Кроме того, различают абсорбцию – поглощение вещества всей массой коллоида. Часто оба эти явления обозначают одним объединенным термином – сорбция. Сорбируются ионы противоположного электрического знака. Очень сильно сорбционные явления выражены в марганцевых рудах и глинах.

Гели, выпадающие из коллоидных растворов, с течением времени подвергаются старению, изменяются их состав и строение. Прежде всего они теряют воду (дегидратация). Так, например, из студенистых масс кремнезема возникают стекловатые и микропористые опалы. Последние в результате перекристаллизации переходят в скрытокристаллические агрегаты халцедона или кварца.

Гели, перешедшие в кристаллически-зернистые агрегаты, называются *метаколлоидами*.

19.2. Условия образования руд алюминия, железа и марганца

Источник материала. Основным источником накопления металлов (Fe, Mn и др.), а также алюминия является континентальная кора выветривания, которая интенсивно формируется в пределах регионов с жарким тропическим климатом. Иногда источником образования железорудных месторождений могут служить зоны окисления сульфидных месторождений, например железная «шляпа» колчеданного месторождения в Испании. Максимальное количество железа мобилизуется при разложении основных и ультраосновных пород с высоким содержанием этого металла. Для образования бокситов, наоборот, наиболее благоприятны кислые породы, а для марганца — геологические формации с повышенным содержанием этого элемента (рис. 19). Для перехода соединений рассматриваемых элементов в раствор необходима высокая зрелость коры выветривания, а также предварительный вынос из нее разного рода электролитов — сульфатов, карбонатов, хлоридов, которые затрудняют перенос металлов в коллоидных растворах.

Условия переноса. Под защитным действием гумусовых веществ коллоиды железа и марганца могут находиться в поверхностных водах в растворенном виде и таким образом переноситься из мест выветривания в моря и океаны. Перенос соединений железа, марганца и алюминия речными водами происходит в форме: 1) тонких взвесей; 2) коллоидных растворов; 3) истинных растворов. Соотношения между этими тремя формами миграции для разных рек неодинаковы. Так, в р. Припять 25 % железа мигрирует в виде взвеси, 75 % — в форме раствора, в основном коллоидного. Река Кубань 99,7 % железа переносит во взвеси и лишь 0,3 % — в растворенном состоянии. При переносе марганца реками Черноморского бассейна преобладают взвеси, составляющие от 72,5 до 99 % этого металла. Железо в растворимых соединениях мигрирует главным образом в виде золя $\text{Fe}(\text{OH})_3^{3+}$, защищенного органическим коллоидом или золем кремнезема; часть его мигрирует в органических соединениях оксидного и

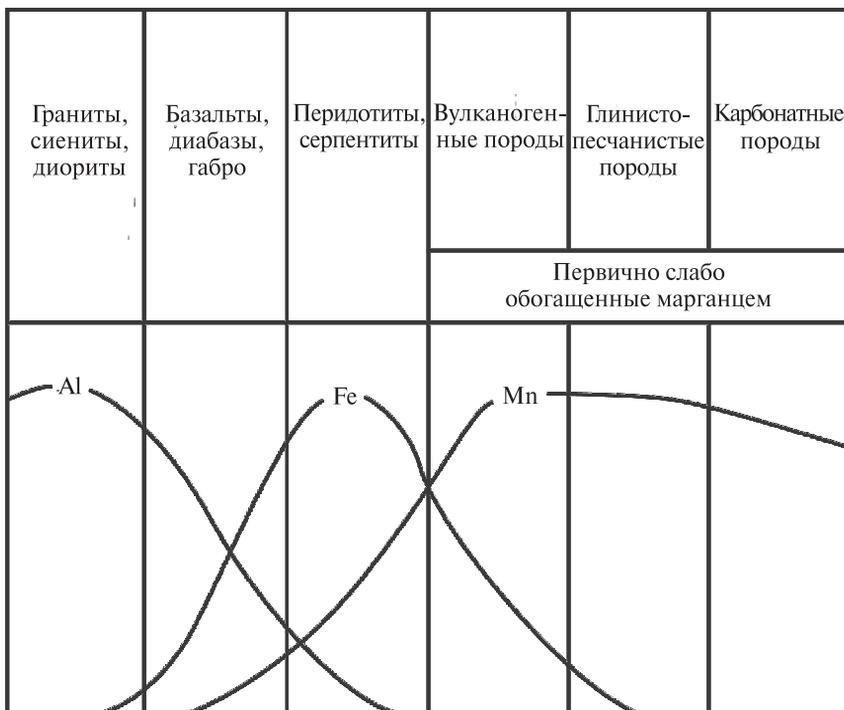


Рис. 19. Источники осадочных месторождений железа, марганца и алюминия (по Н. М. Страхову)

закисного железа и еще меньшая часть — в истинных растворах карбоната, бикарбоната, сульфата и хлорида закиси железа.

Условия осаждения. Осаждение соединений Fe, Mn и Al происходит в прибрежной зоне озер и морей. Основной причиной его является смешивание коллоидных растворов этих металлов, привносимых реками с истинными растворами, в результате чего происходит коагуляция коллоидов и выпадение Fe, Mn и Al на дне морей. В этом процессе определенную роль играют также бактерии.

Н. М. Страхов отметил закономерное распределение концентраций алюминия, железа и марганца в направлении от континента к более глубоким частям морей (рис. 20). В ходе этой дифференциации вначале ближе к берегу концентрируются бокситы, затем в верхней части шельфа отлагаются соединения железа, а еще дальше в сторону открытого моря происходит выпадение соединений марганца и формирование марганцевых руд. Железо в этом ряду находится между алюминием и марганцем.

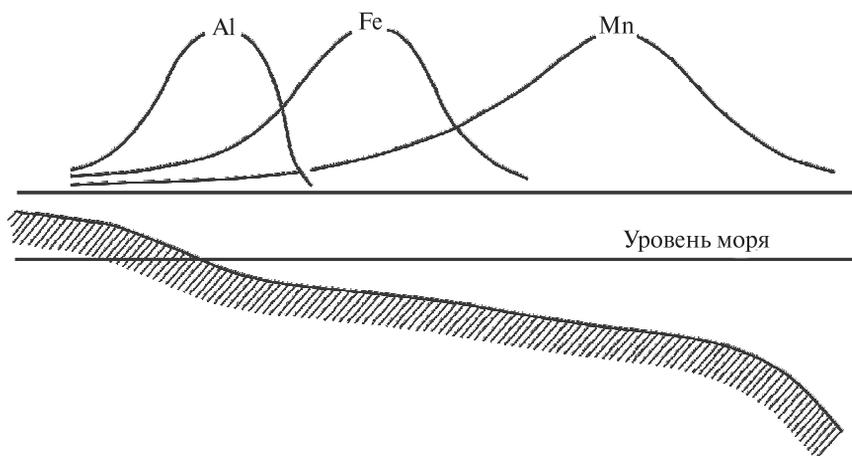


Рис. 20. Дифференциация руд алюминия, железа и марганца в прибрежной части водоема (по Н. М. Страхову)

Поэтому в природе достаточно часто встречаются железо-марганцевые и железо-алюминиевые осадочные накопления. На крайних флангах этого ряда находятся алюминий и марганец, которые обычно совместно не встречаются.

В каждом конкретном рудоносном бассейне промышленные концентрации железа, марганца и алюминия подчиняются определенным геохимическим условиям, которые, в свою очередь, обусловлены различными обстановками осадконакопления. Осаждение железа и марганца происходит на щелочном, карбонатном, окисном или сульфидном барьерах. Пространственное положение барьеров определяется в основном глубиной и удаленностью зоны осадконакопления от берега. Выпадение из растворов гидратов окиси алюминия не зависит от окислительно-восстановительных условий и определяется двумя главными факторами – увеличением щелочности среды при росте рН от 5 до 9 и выносом кремнезема. В этой связи закономерна приуроченность месторождений бокситов к карбонатным породам, практически лишенным кремнезема и обычно имеющим щелочную реакцию среды в гумидных условиях.

19.3. Месторождения железа

Осадочные месторождения железа имеют форму линз, пластов и пластообразных залежей. Размеры их достигают десятки, а железорудных свит – сотни километров. По минеральному составу руды осадочных месторождений железа разделяются на три группы: оксидные, карбонатные

и силикатные. *Оксидные руды* бурых железняков состоят в основном из лимонита, гидрогетита, гематита и гетита, иногда магнетита с примесью других минералов. Основной рудообразующий минерал карбонатных руд — сидерит. В состав силикатных руд входят железистые хлориты типа шамозита. Кроме того, во всех трех группах железных руд в том или ином количестве присутствуют гидроксиды марганца, халцедоны, полевые шпаты, кальцит, барит, гипс, сульфиды (пирит, марказит) и др.

Для руд железа характерна определенная зональность по мере удаления от береговой линии. Л. В. Пустовалов выделил четыре фации: 1) окислительную (оксиды и гидроксиды железа и марганца); 2) шамозитовую; 3) сидеритовую; 4) сероводородную (сульфиды тяжелых металлов).

Окислительная фация. Осадки отлагаются в прибрежной части моря в среде, богатой кислородом, при pH 2–4. Кислородная граница (нижняя граница распространения кислорода) проходит по дну бассейна. В связи с этим в иловом слое наблюдается большой избыток кислорода. Процесс рудообразования протекает в резко окислительной обстановке, что приводит к образованию оксидов и гидроксидов железа. Подобные руды, сформировавшиеся в окислительной среде, развиты в Керченском, Аятском (Кустанайская обл., Казахстан) железорудных бассейнах.

Шамозитовая фация. Процесс рудообразования происходит при pH 4–6, и кислородная граница располагается у поверхности дна, но в иловом слое нет избытка кислорода. Это приводит к образованию силикатных соединений железа типа шамозита, поскольку активную роль начинает играть кремнекислота, находящаяся в растворе. Собственно шамозитовые месторождения встречаются редко, однако шамозит как один из составляющих минералов осадочных месторождений железа распространен весьма широко.

Сидеритовая фация. Кислородная граница находится выше дна, окислительный потенциал еще больше падает (pH = 7). В иловом слое присутствует органическое вещество, что способствует образованию карбонатов, и в частности сидерита. Примером месторождений, где сидерит встречается в значительном количестве, является Лотарингский железорудный бассейн.

Сероводородная фация. Осадки отлагаются в условиях щелочной среды при pH 8–9. Нижняя граница распространения кислорода в бассейне расположена высоко над дном. Разложение органических веществ происходит при участии бактерий, что вызывает сероводородное заражение придонной части бассейна и образование сульфидных соединений тяжелых металлов.

Н. М. Страхов (1962) в геологической истории Земли выделил семь главных и несколько мелких эпох накопления железных руд (рис. 21). В первую, наиболее древнюю докембрийскую эпоху произошло накопление железа в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии (Россия),

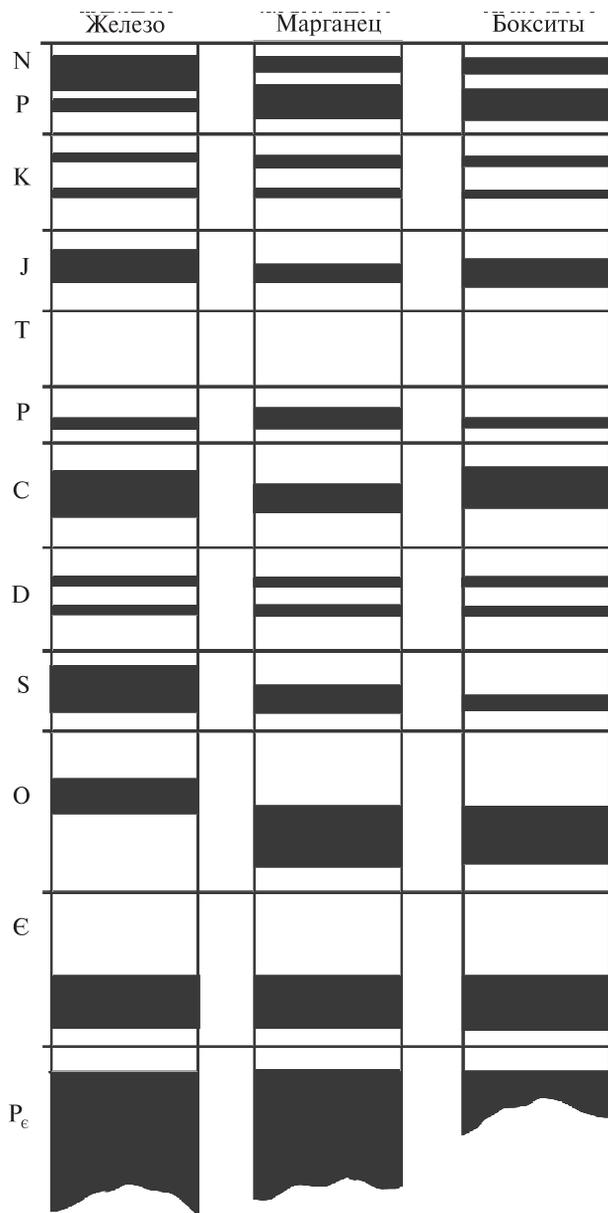


Рис. 21. Основные эпохи формирования осадочных месторождений железа, марганца и алюминия (бокситов) (по Н. М. Страхову)

Криворожском бассейне (Украина), Хамерсли (Австралия), на Северо-Американской, Южно-Американской платформах и в других регионах мира. Железистые кварциты формировались вдали от морских побережий.

Среди осадочных морских железорудных месторождений различают геосинклинальные и платформенные. Первые представлены сидеритовыми пластовыми месторождениями в морских терригенно-карбонатных отложениях (Бакальская группа месторождений Западного склона Южного Урала) и морскими гематитовыми месторождениями в терригенно-карбонатных отложениях (Нижнеангарское, Клинтон в США и др.). Платформенные морские месторождения представлены сидерит-лептохлорит-гидрогематитовыми рудами (Аятский, Керченский, Западно-Сибирский, Лотарингский бассейны).

19.4. Месторождения марганца

Они, как и месторождения железных руд, имеют форму пластов и линзовидных залежей. Пластообразные залежи простираются на несколько километров при ширине их до нескольких сотен метров и мощности до 20 м. А. Г. Бетехтин (1946) в составе марганцево-рудных месторождений выделил три основные фации: 1) оксидных пиролюзитовых; 2) манганитовых; 3) карбонатных руд.

Оксидные пиролюзитовые руды, представляющие собой соединения четырехвалентного марганца, образуются вблизи береговой линии при полном доступе кислорода. Они обогащены марганцем и содержат незначительное количество вредных примесей – серы, фосфора и железа.

Манганитовые руды представляют собой соединения двухвалентного и четырехвалентного марганца. Они образуются глубже, в условиях неполного доступа кислорода и по качеству уступают богатым оксидным рудам.

Карбонатные руды, представляющие собой соединения двухвалентного марганца, слагаются родохрозитом ($MnCO_3$) и олигонитом (Fe, Mn) CO_3 . Они бедны марганцем и содержат значительную примесь фосфора и серы. Таким образом, образование осадочных месторождений марганца разных фаций зависит от кислородного режима среды, в которой происходило осадконакопление.

В геологической истории Земли накопление марганца имело четко выраженную периодичность (см. рис. 21). Помимо крупных докембрийской, раннепалеозойской и каменноугольной эпох, выделяется уникальная олигоценовая эпоха, к которой относятся крупнейшие в мире месторождения Украины (Никопольское, содержащее 75 % мировых запасов этого металла), Грузии (Чиатура), Казахстана (Мангышлакское) и др.

19.5. Месторождения марганца и железа на дне Мирового океана

Океанографическими экспедициями на дне Тихого и Атлантического океанов выявлены железо-марганцевые конкреции. Они представлены скоплениями желваков неправильной формы диаметром от 1 мм до 25 см. Это окрепшие коллоидные сгустки, состоящие из тонкодисперсной смеси оксидов и гидроксидов железа и марганца, адсорбировавших редкие элементы. Состав желваков Тихого и Атлантического океанов несколько различается (табл. 8). Современные железо-марганцевые конкреции дна Мирового океана прослежены до глубины 6 км и при дециметровых мощностях занимают огромные площади, запасов этого вида минерального сырья человечеству может хватить на несколько столетий. На плато Клипертон в центре Тихого океана проведено экспериментальное крупнообъемное опробование. Геологи и металлурги США доказали экономическую целесообразность и техническую возможность добычи марганца, никеля, кобальта и меди из железо-марганцевых конкреций.

Таблица 8

Состав железо-марганцевых конкреций, масс. %
(по Е. А. Величко, Ю. Я. Кузнецову, Л. Э. Левину)

Элемент	Пределы содержаний	Средние содержания		
		Тихий океан	Атлантический океан	Индийский океан
Mn	7,9–49,9	24,2	16,3	15,4
Fe	2,4–26,8	14,0	17,5	14,5
Co	0,01–2,3	0,35	0,31	0,25
Ni	0,16–2,0	0,99	0,42	0,45
Cu	0,03–1,6	0,53	0,20	0,15
Pb	0,02–0,36	0,1	0,1	0,07
Si	1,3–20,1	9,4	11,0	9,4
Al	0,8–6,9	2,9	3,1	3,0

19.6. Месторождения бокситов

Они разделяются на три группы: 1) остаточные (латеритные); 2) осадочные платформенные; 3) осадочные геосинклинальные. К группе *осадочных платформенных* относятся бокситы Тихвина, Мугоджар, мезозойские бокситы Северного Казахстана (Кустанайская обл.), штата Арканзас (США), Австралии, Индии и др. *Геосинклинальные месторождения бокситов* известны среди осадочных пород различного возраста. Наиболее ши-

роко они распространены в Средиземноморской бокситовой провинции (Венгрия, Франция, Хорватия, Греция, Турция и др.). Залежи бокситов имеют форму пластов, линз, лентовидную и гнездовидную форму. Они достигают в длину нескольких километров при мощности до первых десятков метров. По структуре различают метасоматически бобовые, бобово-оолитовые, песчаниковые и афанитовые бокситы. В состав их входят: 1) глинозем, преимущественно свободный; 2) оксиды железа, преимущественно в виде гематита, гидрогематита, гётита, гидрогётита; 3) кремнезем, связанный главным образом с каолинитом, реже галлуазитом и хлоритом; 4) оксиды титана.

Наиболее сложной стороной генезиса осадочных месторождений бокситов является форма переноса глинозема в растворе. По мнению советских ученых (С. Ф. Малявкин, А. Д. Архангельский, Г. И. Бушинский и др.), глинозем может переноситься в основном в виде взвесей.

Глава 20

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

20.1. Общие сведения

К метаморфогенным относятся месторождения, которые сформировались в результате метаморфических процессов или же изменены под влиянием метаморфизма. Они включают месторождения железа в железистых кварцитах, марганца в гондитах, золота, урана, титана, меди, полиметаллов, алмазов, графитов, кварцитов, яшм, граната, флогопита, флюорита, корунда, керамического и высокоглиноземистого сырья (андалузита, силлиманита, кианита), родусит-асбеста, кровельных сланцев, мрамора, нефрита и др.

Среди метаморфогенных месторождений различают метаморфизованные и метаморфические. *Метаморфизованные месторождения* возникают в результате метаморфизма ранее образовавшихся месторождений полезных ископаемых.

Метаморфические месторождения в отличие от метаморфизованных формируются за счет горных пород, а не ранее существовавших руд и возникают в процессе метаморфизма в связи с перегруппировкой минерального вещества метаморфизируемых пород.

Метаморфические процессы. Метаморфизм — это разнообразные эндогенные процессы, с которыми связаны те или иные изменения в структуре, минеральном и химическом составе горных пород в условиях, отличающихся от их первоначального образования (поверхностного или

глубинного). К метаморфизму не относятся процессы, происходящие в зоне выветривания и цементации, а также процессы плавления горных пород. Главными факторами метаморфизма являются температура, давление и химическая активность растворов и флюидов. Существенное значение имеют также состав и строение исходных горных пород и геологические условия метаморфизма (пространственные и генетические взаимосвязи с тектоническими движениями, магматизмом и т. п.). Метаморфические изменения заключаются в распаде первоначальных минералов, молекулярной перегруппировке и образовании новых, более устойчивых ассоциаций минеральных видов, т. е. сводятся к частичной или полной перекристаллизации пород с образованием новых структур и в большинстве случаев — новых минералов. Метаморфические процессы весьма разнообразны по форме проявления и характеру преобразования пород. Они классифицируются с учетом роли отдельных факторов, термодинамических, физико-химических и геологических условий. Существует значительное разнообразие классификаций метаморфических процессов, основанных на различных природных и породивших многочисленными названиями типов и видов метаморфизма.

Метаморфические процессы имеют локальный и региональный характер. К *локальным разновидностям* относятся автometаморфизм и ореольный (контактовый) метаморфизм, динамометаморфизм. *Региональный метаморфизм* развивается вследствие интегрального действия статической и динамической нагрузки горных пород, в обстановке повышенного давления, температуры и воздействия различных минерализаторов, особенно воды. В своих крайних формах он переходит в *ультраметаморфизм*, обуславливающий выборочное или полное переплавление изменяющихся пород. Региональный метаморфизм, вызванный повышением температуры и давления, называется *прямым* или *прогрессивным*, способствующим реакциям с выделением воды и углекислоты из минералов. Метаморфизм, связанный со сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными, способствующими обратному поглощению воды и углекислоты, называется *обратным*, *регрессивным* или *диафторезом*. Наибольшее значение для формирования метаморфогенных месторождений имеет прогрессивный региональный метаморфизм.

Парагенезис минералов в метаморфогенных месторождениях подчиняется минералогическому правилу фаз В. М. Гольдшмидта, которое гласит: число одновременно присутствующих минералов в горной породе не может превышать число компонентов. В метаморфогенных горных породах обычно присутствуют девять главных компонентов: 1) SiO_2 ; 2) Fe_2O_3 ; 3) FeO ; 4) MgO ; 5) CaO ; 6) Na_2O ; 7) K_2O ; 8) Al_2O_3 ; 9) H_2O . Поэтому число минералов в этих породах не может быть больше девяти. Обычно в состав метаморфических пород входят два-три, реже пять-шесть оксидов.

При процессах метаморфизма, прежде всего, изменяется минеральный и химический состав руд и пород и их физические свойства. Так, лимонит и другие гидроксиды железа преобразуются в гематит; псиломелан ($MnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$) в браунит (Mn_2O_3), мангонит ($Mn_2O_3 \cdot H_2O$) в гаусманит (Mn_3O_4). Минералы модификации малой плотности вытесняются минералами более высокой плотности; в связи с этим марказит замещается пиритом, вюрцит — сфалеритом и т. п.

Физико-химические условия образования

Формирование метаморфогенных месторождений происходит при повышенной температуре, которой обычно сопутствует высокое давление, при участии минерализаторов — воды, углекислоты, сероводорода и других летучих соединений.

Температура. Теоретически и экспериментально установлено, что нижняя температурная граница регионального метаморфизма (по пределу устойчивости каолина) колеблется в пределах 450–550 °С, а верхняя определяется в 900–950 °С (по парагенезу пироксена и гиперстена).

Давление. Величина давления при региональном метаморфизме определяется по смене минералов и минеральных парагенезисов одинакового химического состава, но разного удельного объема. Для этих целей могут сопоставляться такие пары, как, например, гиперстеновые сланцы и эклогиты, нефелиновые и жадеитовые породы и др. По этим данным давление может достигать 15–17 кбар.

Вода. В метаморфических процессах принимают участие четыре главных типа воды: 1) вода порового пространства неметаморфизированных пород; 2) вода, связанная в минералах-гидратах; 3) вода, поступающая в зоны низких ступеней вследствие дегидратации зон высоких ступеней метаморфизма; 4) ювенильная вода магматического происхождения.

В процессе метаморфизма вода выполняет ряд важных функций. Во-первых, пары воды развивают высокое давление, обуславливающее течение метаморфизма. Во-вторых, вода понижает температуру метаморфических преобразований. В-третьих, она многократно ускоряет ход этих преобразований. В-четвертых, увеличивает кристаллизационную способность минералов в метаморфическом процессе. В-пятых, вода выступает в роли активного растворителя химических соединений, участвующих в метаморфических реакциях, обеспечивая избирательный вынос и перетложение части из них, и тем самым играет важную роль в формировании метаморфогенных месторождений.

Углекислота. При метаморфизме карбонатсодержащих пород большое значение приобретает парциальное давление углекислоты. Оно увеличивается с глубиной за счет усиления разложения содержащих углекислоту минералов. Это, в свою очередь, приводит к тому, что по мере увеличения

ступени метаморфизма карбонаты постепенно вытесняются силикатами, более бедными кальцием, марганцем и железом.

Метаморфические фации и полезные ископаемые

Возрастание температуры и давления при метаморфизме приводит к формированию серии следующих друг за другом преобразований, характеризующих последовательные ступени метаморфизма. В наблюдаемых в настоящее время регионально-метаморфических комплексах пород выделяются ассоциации, отражающие различные термодинамические условия – фации (ступени) метаморфизма. Различные типы месторождений отчетливо ассоциируются с определенными фациями регионального метаморфизма (табл. 9).

Таблица 9

Соотношение месторождения фаций метаморфизма

Фации метаморфизма	Месторождение	Промышленное значение
Зеленых сланцев	Магнетит-гематитовые кварциты, колчеданные, металлоносные конгломераты, золото-кварц-сульфидные с мышьяком и ртутью, наждака, графита	Главное
Глаукофановая	Силикатные руды марганца и цинка	Небольшое
Амфиболитовая	Гематитовые кварциты, свинца, цинка и меди, кианита, диаспора, андалузита, корунда, графита, флогопита, апатита	Важное
Гранулитовая	Амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты, граната, рутила, керамических пегматитов	Важное
Эклогитовая	Алмаза, рутила	Небольшое

Фация зеленых сланцев. С ней связаны магнетит-гематитовые железистые кварциты, метаморфизованные разности колчеданных руд, золоторудные месторождения типа Витватерсранд, образования наждака и графита.

Глаукофановая фация. Ей отвечают месторождения силикатных руд марганца и цинка, а также магнетит-амфиболовых сланцев.

Амфиболитовая фация. С этой фацией ассоциируются месторождения железных руд таконитов и итабиритов, высокоглиноземистого сырья – кианита, диаспора, андалузита, а также корунда, гранатов, кристаллического графита и апатита.

Гранулитовая фация. Она вмещает месторождения амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов, граната и рутила.

Эклогитовая фация. Важнейшие полезные ископаемые этой фации – алмазы и рутил.

Особенности метаморфогенных месторождений

Для них свойственны характерные черты, отличающие их от месторождений других генетических серий. Главные особенности этих месторождений следующие:

- 1) пространственная и временная связь оруднения с метаморфическими образованиями, среди которых главное значение имеют архей-протерозойские комплексы;
- 2) согласное залегание уплощенных рудных тел и метаморфических пород, нередко образующих единые складчатые формы;
- 3) особенности состава руд и вмещающих пород, указывающие на неодинаковые термодинамические условия их образования;
- 4) текстуры и структуры руд, свойственные метаморфическим породам (гнейсовидные, сланцевые, граноблентовые и др.);
- 5) развитие оруднения в зонах контактового, динамического, ударного или регионального метаморфизма.

20.2. Метаморфизованные месторождения

К этой группе относятся главным образом месторождения полезных ископаемых – железа, марганца и золота, а также апатита. Почти все эти месторождения первоначально были образованы осадочным путем в экзогенных условиях.

В *осадочных месторождениях железа* при процессах метаморфизма гидрооксиды железа переходят в гематит и магнетит, опал перекристаллизовывается в кварц. В результате руды приобретают облик железистых кварцитов, богатых железом и с пониженным содержанием вредных примесей – фосфора и серы. Наблюдаются случаи, когда рудное вещество переотлагается, создавая трещины в породах. Таковы, например, рудные жилы магнетита с брекчиевой текстурой в северной части Криворожского железорудного бассейна, возникшие под влиянием гидротермальных процессов, которые обусловили образование метасоматическим путем штокообразных тел сплошного магнетита среди толщи железистых кварцитов.

К типу метаморфизованных принадлежат многочисленные докембрийские железорудные месторождения Восточно-Европейской, Северо-Американской, Южно-Американской, Австралийской и других древних платформ. На долю этих месторождений приходится основная масса мировых запасов и около 60 % мировой добычи железных руд. По запасам это, как правило, уникальные крупные месторождения.

В Беларуси к этому типу относится *Околовское месторождение* железистых кварцитов. Железистые кварциты связаны со стратифицированными образованиями околовской серии (возраст около 2 млрд лет). Они нахо-

дятся в тесной парагенетической связи с вмещающими плагиогнейсами и амфиболитами. На месторождении выявлены три горизонта железистых кварцитов мощностью от 20–80 до 125–259 м, имеющих пластообразную форму и моноклиналиное залегание с падением на юго-восток под углом 60–80°. Главный рудный минерал – магнетит, изредка встречается пирит, пирротин, халькопирит, ильменит.

Метаморфизованные марганцевые месторождения широко развиты на Южном Урале, где они связаны с яшмами, в Казахстане, Бразилии, Индии и других регионах. Они образуются главным образом при региональном, реже контактовом метаморфизме осадочных марганецсодержащих пород. В процессе интенсивного регионального метаморфизма первичные оксиды и карбонаты марганца в дальнейшем целиком переходят в силикаты марганца – родонит, марганцовистые гранаты в тесном сростании друг с другом. Примером месторождений подобного типа могут служить Карсакпайская и Атасуйская группы месторождений Казахстана.

Среди метаморфизованных месторождений марганцевых руд различают две формации: браунит-гаусманитовую и марганец-силикатную.

Месторождения браунит-гаусманитовой формации образуются в результате относительно слабого прогрессивного метаморфизма первичных руд, сложенных гидрооксидами и оксидами марганца. К этой группе относятся многочисленные месторождения Индии, приуроченные к отложениям нижнего и среднего палеозоя. Это, как правило, пластообразные и линзообразные залежи, залегающие со слабо метаморфизованными вмещающими породами. Протяженность рудных тел от нескольких десятков метров до 2–3 км, мощность их от 1 до 15 м и более. Главные рудные минералы: браунит, голландит, реже биксбиит и манганит. Наиболее важное значение имеют месторождения Панч-Махал, Барода, Уква, Кеопджари и Сингбхуме.

Месторождения марганец-силикатной формации распространены в Индии и Бразилии. В Индии они связаны исключительно с архейскими образованиями – гондитами и кондуритами. Гондиты сложены спессартином, кварцем и родонитом, кондуриты – калиевым полевым шпатом, марганецсодержащим гранатом и апатитом. Протяженность рудных тел составляет 3–8 км, мощность – от 3 до 60 м, содержание марганца – от 10 до 21 %. Наиболее крупные месторождения находятся в штатах Андхра-Прадеш (Кудур, Тарбхар) и Мадхья-Прадеш (Рамрара, Стапатар и др).

Месторождения сульфидных полиметаллических руд. Представителем подобных месторождений является месторождение Броккен-Хилл в Австралии. Оно заключено в архейских гнейсах и амфиболитах. По мнению австралийских геологов, пластовые рудные тела богатых руд образовались вулканогенно-осадочным путем. Главные рудные тела месторождения залегают в форме отдельных линз и седловидных залежей, приуроченных к зоне шириной 300 м и протяженностью более 7 км. Вмещающими по-

родами являются кварциты, кристаллические сланцы, амфиболиты и силликат-гранатовые гнейсы. Минерализация носит отчетливо выраженный высокотемпературный характер. Основные рудные минералы: сфалерит, галенит и магнетит, жильные — родонит, флюорит, кварц, кальцит и др. Руды содержат в среднем 10–13 % свинца, 11,5 % цинка и до 250 г/т серебра.

Метаморфизованные месторождения золота. Ярким примером метаморфизованных месторождений служит уникальное по запасам *месторождение Витватерсранд* в ЮАР, содержащее, помимо золота, платиноиды, уран, редкие земли и железный колчедан. Рудоносная площадь составляет около 35 тыс. км². Оруднение приурочено к конгломератам и отчасти кварцитам системы витватерсранд (нижний протерозой), сложенной нормальными осадочными породами. Рудные тела состоят из пачек золотоносных конгломератов, разделенных прослоями кварцитов, образующих так называемые рифы. Золотоносные конгломераты сложены на 80 % окатанной галькой светлого кварца, реже — галькой кварцита и сланцев размером 3–6 см; цемент представлен кварцем, хлоритом, серицитом, эпидотом, карбонатами и рудными минералами. В составе руд выявлено до 80 минералов. Из руд извлекают золото, серебро, платиноиды, уран и алмазы.

20.3. Метаморфические месторождения

К метаморфическим принадлежат месторождения, для которых типичны минеральные парагенезисы рудных и породообразующих минералов и постепенные контакты рудных залежей. Эти месторождения возникли в процессе метаморфизма и раньше, до проявления метаморфических процессов, не представляли промышленной ценности. Важной предпосылкой образования таких месторождений является наличие первично повышенных концентраций полезных компонентов в исходных породах: углеродистых отложений для месторождений графита, глинистых пород с высокими концентрациями алюминия для кианитовых сланцев, бокситов для корунда и наждака, диопсида для флогопита и др.

Месторождения высокоглиноземного минерального сырья. При региональном метаморфизме глинистых сланцев за счет глинозема образуются кианит, силлиманит или андалузит, которые представляют собой ценное сырье для алюминиевой промышленности. Примерами таких месторождений являются Кейвское в Карелии, Чайнытское в Республике Саха, а также месторождения в Северной Индии и других регионах мира.

Кейвское месторождение приурочено к глубокометаморфизованным докембрийским породам свиты Кейв, превращенными в гнейсы, слюдяные, гранатовые, ставролитовые, кианитовые и другие сланцы, амфиболит, мраморы и доломиты, развитые непрерывной полосой длиной около

200 км и шириной до 10–14 км. Первичным материалом, за счет которого возникли кианитовые сланцы, послужили осадки позднеархейского возраста, претерпевшие четыре этапа метаморфизма.

Месторождения графита. Они известны среди древних метаморфических комплексов пород амфиболитовой фации в Украине, на Урале и Дальнем Востоке. Представляют собой полосы гнейсов и сланцев, содержащие вкрапленность графита. Содержание графита составляет 5–15 %. Образование графита связано с региональным метаморфизмом пород, содержащих в своем составе первичное битуминозное вещество. Подобные проявления графита известны также в метаморфических породах в пределах Белорусской антеклизы.

Классическим месторождением, связанным с контактовым метаморфизмом, может служить Курейское месторождение. Оно находится в бассейне реки Нижняя Тунгуска. Залежь имеет сложное внутреннее строение и состоит из слоев скрытокристаллического графита, содержащего многочисленные ксенолиты и линзы терригенных пород. В составе руды, помимо господствующего скрытокристаллического графита, присутствуют его мелко- и крупночешуйчатые разновидности и различные минеральные примеси – пирит, кальцит, апатит, циркон, магнетит, рутил, гидросиликаты и др. Графитовая залежь является продуктом термального метаморфизма каменноугольного пласта под действием нижезалегающего диабазового силла большой мощности, обусловившего длительное время прогрева. Температура прогрева оценивается в диапазоне от 700 до 1250 °С. Такой механизм графитообразования подтверждается, в частности, наличием в составе руд слоев графитизированного угля.

Глава 21

ГЛОБАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ И МОБИЛИСТСКОЙ КОНЦЕПЦИЯМИ РУДОГЕНЕЗА

21.1. Общие сведения

В бывшем Советском Союзе многие десятилетия приоритетной являлась геосинклиальная концепция рудогенеза. Негативное отношение к мобилистской концепции нашло отражение и в учебниках. Так, в учебнике М. М. Чарыгина «Общая геология» (1963), предназначенном для студентов нефтяных вузов и факультетов, утверждалось, что гипотезы горизонтального движения континентов, несмотря на свою исключительную привлекательность и заманчивость, не могут быть приняты как гипотезы,

объясняющие процессы осадкообразования и горообразования. Однако и официальная геосинклинальная концепция, основанная на стадийности развития складчатых поясов, не дает удовлетворительного объяснения металлогении двух типов контрастных структур земной коры — океанических и континентальных плит.

Накопленный после Второй мировой войны обширный материал по геологии Мирового океана стал источником новых идей, в значительной степени конкретизировавших мобилистскую концепцию. Тем не менее и усовершенствованная мобилистская концепция пока не может в полном объеме объяснить все аспекты формирования полезных ископаемых. Поэтому логично рассмотреть в краткой форме представления об условиях образования полезных ископаемых с позиции как геосинклинальной, так и мобилистской концепций.

21.2. Геологические условия образования месторождений полезных ископаемых с позиции геосинклинальной концепции

Геосинклинальная, или фиксистская, концепция получила яркое воплощение в трудах А. А. Архангельского, Ю. А. Билибина, В. В. Белоусова, В. И. Смирнова и др. В соответствии с этой концепцией в земной коре выделяются три типа глобальных структур: геосинклинали, платформы и области тектонической активизации. Главнейшими факторами развития земной коры являются геосинклинальные системы — генераторы преобладающего большинства эндогенных месторождений. В. И. Смирнов (1969) в истории развития геосинклиналей выделяет три главные стадии: раннюю, среднюю и позднюю. Для каждой стадии характерны свои специфические формации и связанные с ними комплексы полезных ископаемых.

Ранняя (доскладчатая, доорогенная) стадия охватывает временной интервал от зарождения до главных фаз складчатости, приводящих к инверсии геосинклинального режима. Возникают глубинные расколы, проникающие в подкоровое пространство, по которым поступает базальтовая лава. На этой стадии формируются четыре магматические формации: 1) спелит-кератофировая; 2) перидотитовая с месторождениями хромитов и платиноидов; 3) габбровая с месторождениями титаномагнетитов и платиноидов; 4) плагиогранит-сиенитовая со скарновыми месторождениями железа и меди. Кроме магматических, выделяются пять осадочных формаций: 1) обломочная (конгломераты, песчаники, глины); 2) карбонатная; 3) шамозитовая с силикатными рудами железа и марганца; 4) кремнистая (или яшмовая) с железно-марганцевой минерализацией; 5) битуминозная (или аспидная) с рудной минерализацией — ванадий, уран, железо, цинк, молибден, золото и др.

Средняя (соскладчатая, предорогенная) стадия приходится на период проявления главных фаз складчатости. Характерна смена режима опускания воздыманием. Формируются крупные гранитоидные батолиты, представленные двумя формациями: 1) умеренно-кислые гранитоиды с типичными скарновыми месторождениями вольфрама и гидротермальные месторождениями золота, меди и молибдена; 2) нормальные и крайне кислые гранитоиды, с которыми ассоциируют пегматитовые и альбитит-грейзеновые месторождения олова, вольфрама, ниобия, тантала, бериллия. На этой стадии образуются также две осадочные формации: 1) флишевая, заключающая месторождения известняков и мергелей; 2) каустобиолитовая, содержащая горючие сланцы, угли и залежи нефти и газа.

Поздняя (постскладчатая) стадия отражает переход мобильного комплекса в молодую платформу. В этот период образуются две магматические формации: 1) интрузивная (от диорит-порфиров до гранит-порфиров и сиенит-порфиров); 2) эффузивная андезито-дацитового состава. С первой формацией связаны крупные плутоногенные гидротермальные месторождения цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также скарновые месторождения комплексных руд (свинцово-цинковые, вольфрам-молибденовые и др.). Со второй ассоциируются специфические гидротермальные месторождения, весьма сложные по минеральному составу.

Для осадочных пород этой стадии характерны разнообразные формации, важнейшими из которых являются: молассовая, пестроцветная, соленосная и углеводородсодержащая песчано-глинистая. С молассовой формацией связаны месторождения строительного минерального сырья, с пестроцветной — осадочно-инфильтрационные месторождения железа, меди, вольфрама, урана, с соленосной — промышленные залежи гипса, ангидрита, каменной и калийных солей, а с углеводородсодержащей песчано-глинистой — месторождения каустобиолитов.

21.3. Геологические условия образования месторождений полезных ископаемых с позиции мобилистской концепции

В начале XX в. Ф. Тейлором, Г. Бейкером и А. Вегенером была разработана мобилистская концепция дрейфа материков. Ее подлинным создателем считают немецкого ученого Альфреда Вегенера, благодаря которому гипотеза приобрела наиболее законченный вид. Стронниками гипотезы А. Вегенера стали ученые различных стран: Э. Арган, А. Холмс и др. Шотландский ученый А. Холмс для объяснения наиболее спорного момента гипотезы Вегенера — механизма перемещения континентов — в 1928 г. выдвинул гипотезу о конвекционных потоках в недрах Земли, которые воз-

никают благодаря распаду радиоактивных элементов. Он увязал основные положения гипотезы дрейфа континентов с конвекционной гипотезой перемещения вещества в мантии Земли.

Основные положения широко используемой в настоящее время мобилистской концепции, или тектоники литосферных плит, были разработаны в 1960–1970-е гг. Р. С. Дитцем, А. Митчеллом, М. Гарсоном, Л. П. Зоненштайном, В. Е. Хаиным, О. Г. Сорохтиным и др. В 1961 г. в США вышла книга Э. Митчелла и М. Гарсона «Минеральные месторождения и глобальные тектонические обстановки», в которой были рассмотрены геодинамические обстановки формирования минеральных месторождений.

А. А. Ковалев в монографии «Мобилизм и поисковые геологические критерии» (1985) дал анализ тектонических обстановок формирования и размещения месторождений полезных ископаемых: предрифтовых и рифтовых зон, пассивных окраин континентов и авлакогенов, срединноокеанических хребтов и спрединговых окраинных морей, обстановок, связанных с субдукцией океанической литосферы и коллизией (скупиванием) литосферных плит. Рассмотрены также источники флюидов и рудного вещества.

В учебной литературе вопросы формирования минеральных месторождений с позиций мобилизма в наиболее полном объеме изложены в учебнике В. И. Старостина и П. А. Игнатова (2004) «Геология полезных ископаемых».

Основу мобилистской концепции составляет орогенический цикл Уилсона, охватывающий промежуток времени 200–250 млн лет. Цикл разделяется на пять стадий: 1) внутриконтинентального рифтообразования; 2) расширения (спрединг) океанического дна; 3) поглощения (субдукция) океанической коры; 4) столкновения литосферных плит; 5) заключительная (стабилизационная).

Стадия внутриконтинентального рифтообразования. В соответствии с конвективной моделью развития Земли, которая представляет усовершенствованную конвекционную гипотезу А. Холмса и разрабатываемую российскими учеными (Е. В. Артюшков, А. А. Ковалев, Л. П. Зоненштайн, С. А. Ушаков и др.), в ослабленных участках литосферных плит мантийные магматические струи нагревают литосферу, образуя купольные поднятия, в ядрах которых генерируются различные по составу магмы (от кислых до щелочных). В результате в однородных платформенных блоках образуются системы радиальных, а внутри орогенных поясов – линейных рифтов.

На этой стадии в возникших геологических структурах формируются разнообразные месторождения полезных ископаемых. В межматериковых рифтовых зонах аккумулируются рассолы и металлические илы. Современным аналогом подобных структур является Красное море. В 1964–1966 гг. в осевой его части были обнаружены три впадины, заполненные рассолами с температурой до 56 °С, концентрацией солей до 26 % и повышенным содержанием металлов, главным образом железа, марганца,

меди и цинка. Образование таких рассолов, по мнению Г. С. Дзоценидзе и других исследователей, связывается с современной вулканической деятельностью в зоне рифтовой трещины.

В рифтовых зонах континентов формируются базито-ультрабазитовые расслоенные интрузии с медно-никелевыми, платиносыми, хромитовыми и титаномагнетитовыми месторождениями (Норильское и Печенга в России, Бушвельдское в ЮАР и др.).

Стадия расширения (спрединг) океанического дна. В результате прогрева в зонах мантийных струй единый континент раскалывается на несколько частей. На этой стадии возникают срединно-океанические хребты, представляющие собой глубинные расколы литосферы, по которым поступал мантийный материал (в основном базальтовые толеитовые магмы). В областях срединно-океанических хребтов и на их склонах образуются вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические и оксидные железо-марганцевые месторождения; в зонах трансформных разломов — стратиформные баритовые и вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения (например, месторождения Прииртышского рудного района Казахстана). На пассивных окраинах континентов накапливаются осадочные комплексы, вмещающие стратиформные скопления медных руд в нижней части разреза толщи, в средней — эвапоритовые образования с промышленными залежами каменной и калийных солей, а в верхней — с фосфоритоносными пластами.

Стадия поглощения (субдукция) океанической плиты. В зонах активных континентальных окраин происходит пододвигание океанической плиты под более легкую континентальную. Образуется зона Беньофа — Заварицкого. Выделяются два основных тектономагматических типа систем: западный и восточный.

Для западного, или андийского, типа характерна субдукция, связанная с охлаждением и увеличением плотности базальтов при движении океанической плиты на восток, приводящем к образованию пологопадающей зоны Беньофа — Заварицкого и возникновению системы дуг (островных, вулканно-плутонических и магматических), вытянутых вдоль континентальной окраины. В данных геодинамических условиях образуются ассоциации разнообразных месторождений: колчеданные, хромитовые, медно-молибденпорфировые, олово-вольфрамовые, а в терригенных осадках краевых бассейнов сжатия — инфильтрационные урановые, залежи солей в эвапоритовых толщах.

Восточный, или Японский, тип тектоно-магматической системы возникает при движении континента на запад, и на его восточной границе формируется активная окраина. В данном случае скорость перемещения континента более высокая, чем скорость течения астеносферы. Субдукция догоняющей океанической плиты происходит по крутопадающей зоне Беньофа — Заварицкого и приводит к возникновению напряжения рас-

тягивания в тыловой части дуги. В результате развивается тыловодужный спрединг и краевой бассейн. Рудоносность характерна как для внешней, так и вулканно-плутонической дуги. В отличие от рудоносности западного типа наблюдается более широкое распространение колчеданно-полиметаллических, стратиформных цинково-медно-свинцовых месторождений с высокими содержаниями золота и серебра. Меднопорфировые руды, связанные с диоритовыми интрузиями, обеднены молибденом и обогащены золотом.

Стадия столкновения литосферных плит. Различают столкновение в системах «континент — континент» и «континент — дуга». В стадии столкновения в системе «континент — континент» возможны два режима — пассивный и активный. В случае *пассивного режима* процесс субдукции протекает в обстановке затухающей тектонической активности. Аналогичная ситуация в настоящее время наблюдается в районе Средиземного моря. Сближение краев Африканского и Европейского континентов протекает вплоть до их смыкания. При *активном режиме* происходит активное столкновение континентов с возникновением межконтинентального орогенного пояса, аналогичного современной горной системе Памира и Гималаев. Сближение континентов приводит к закрытию океана, исчезновению остаточного бассейна между ними и возникновению надвигового пояса форланда и бассейна форланда. Место сочленения плит маркируется сутурной зоной.

В надвиговом поясе форландов формируются плюмазитовые граниты с олово-вольфрамовыми месторождениями (третичные интрузии Гималаев), лейкократовые синтетектонические граниты, содержащие урановое оруднение (герцинские границы Центрального массива Франции и др.). В бассейнах форландов образуются стратиформные медные и инфильтрационные месторождения урана (молассовые комплексы Индии и Пакистана). В сутурных зонах наблюдаются вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения офиолитовой ассоциации, образованные в более ранние стадии и выведенные тектоническими процессами на земную поверхность. Например, вулканиты мелового возраста на о. Кипр. В глубинных частях сутурных зон возникают месторождения нефрита, ювелирных корундов (меловые комплексы Мьянмы).

В системе столкновения «континент — вулканическая дуга» происходит «захлопывание» восточного океана и соединение обломков континентальных плит в единый монолит.

Столкновение вулканической дуги с континентом сопровождается надвиганием офиолитов на континентальный форланд с образованием тектонического покрова. В результате оказываются выведенными на земную поверхность колчеданные полиметаллические месторождения ранних стадий цикла Уилсона. В бассейнах форланда накапливаются миогеосинклинальные толщи со стратиформными месторождениями медно-ванадиево-урановых руд. А также образуются угленосные и соле-

носные формации. В надвиговом поясе форланда возникают гранитоиды с месторождениями вольфрама, олова, урана, реже — серебра.

Заключительная стадия. Для нее характерно возвращение единого континента в его первоначальное состояние и затухание тектонических и магматических процессов. Происходит формирование систем рифтов, выполненных терригенными и карбонатными осадочными комплексами с осадочными и инфильтрационными урановыми и ванадиевыми месторождениями. На этой стадии появляются поздние континентальные вулканические пояса с месторождениями золото-серебряных и полиметаллических руд.

21.4. Соотношение между геосинклинальной и мобилистской концепциями рудогенеза

Геосинклинальная концепция, представляющая собой эмпирическое обобщение и аккумулирующая опыт более чем столетнего изучения геологии месторождения полезных ископаемых, главным образом континентов нашей планеты, дает реальную, но неполную картину развития земной коры, упрощая многие геологические явления. Как отмечают В. И. Старостин и Г. А. Игнатов (2004), основной недостаток ее заключается в отсутствии удовлетворительного объяснения механизма формирования и особенностей магматизма и металлогении срединно-океанических хребтов, активных и пассивных окраин континентов.

Мобилистская концепция более объективно и полно описывает происхождение и металлогению основных структур земной коры. Слабым звеном ее является отсутствие теоретически обоснованных моделей развития Земли, особенно ранней истории нашей планеты. Много неясного связано с современными данными о строении литосферы, мантии и ядра, которые являются основным источником рудного вещества эндогенных месторождений. Мобилистская концепция в значительной степени интегрирует основные объективные факты геосинклинальной гипотезы, приближая нас к пониманию сложных эволюционных процессов, создавших современный лик Земли и аномальные скопления рудного вещества.

Стадии цикла Уилсона и геосинклинального цикла В. И. Смирнова тесно взаимосвязаны (рис. 22).

Ранняя геосинклинальная стадия соответствует трем стадиям Уилсона — внутреннего рифтообразования, расширения океанического дна и поглощения океанической коры. Средняя стадия соответствует стадии столкновения литосферных плит; поздняя — аналогична заключительной (постколлизивной) стадии мобилистского цикла. В целом мобилистская концепция и созданные на ее основе модели позволяют учесть большее разнообразие геодинамических процессов и обстановок, обусловивших формирование планетарных структур и минеральных месторождений.

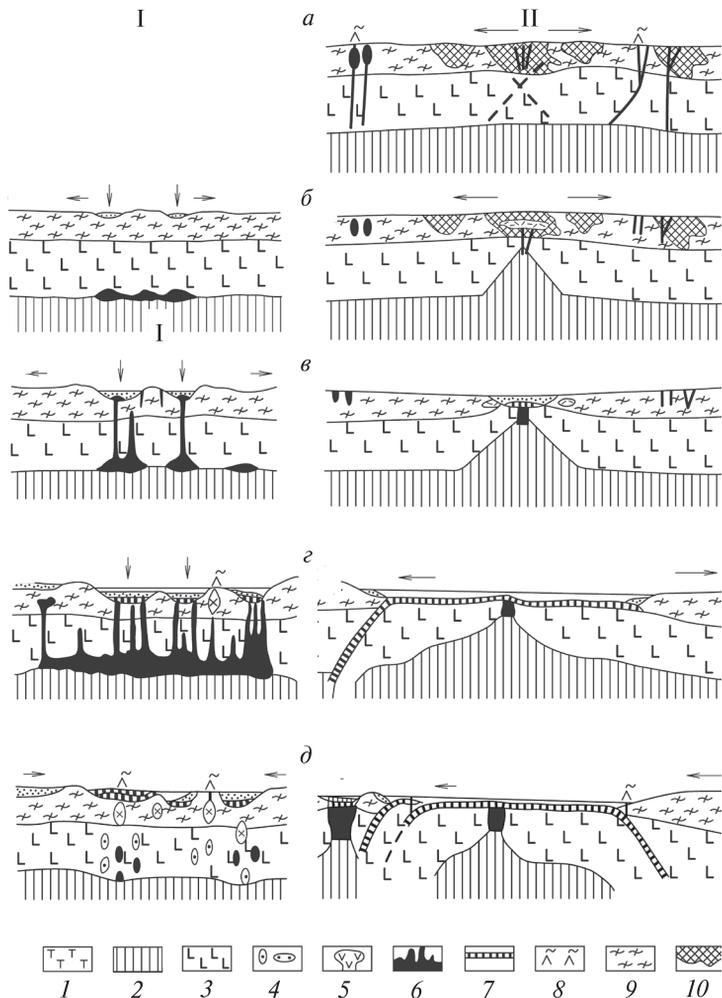
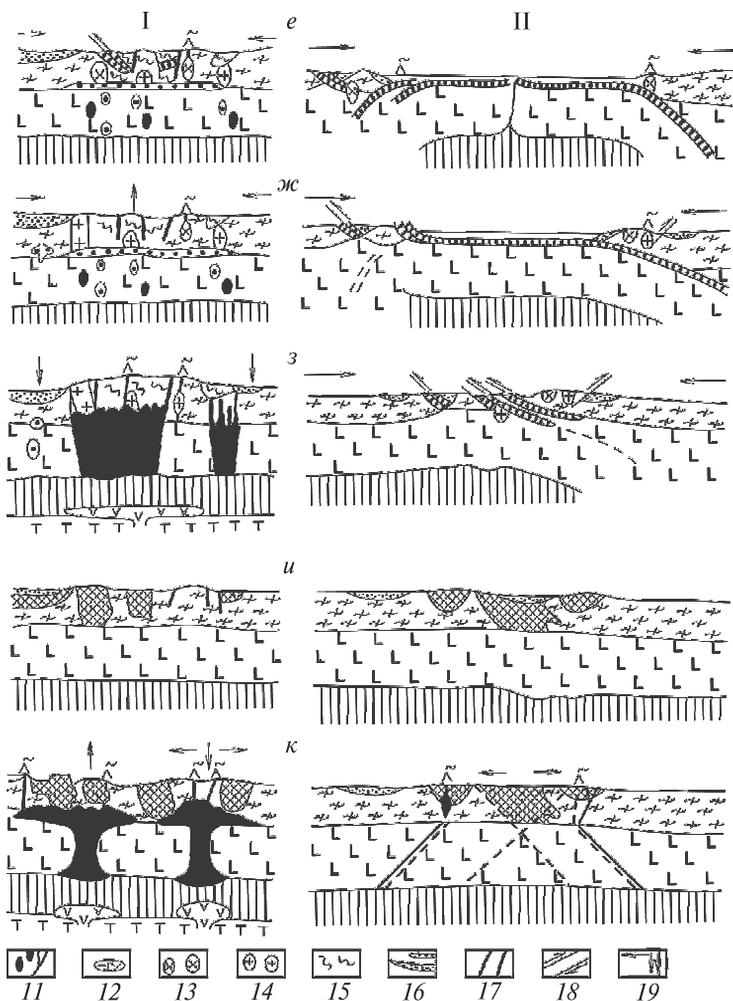


Рис. 22. Циклы и стадии эволюции литосферы с позиции фиксизма и мобилизма (по А. А. Ковалеву, Г. Я. Перельману и С. А. Ушакову):
 стадии: I – с позиции фиксизма, II – с позиции мобилизма;
 а – предрифтовая, б – рифтовая, в – межматерикового рифта, г – геосинклинального режима – стадия молодого океана, д – зрелая геосинклинального режима – стадия отторжения микроконтинентов, е – ранняя инверсионного режима – стадия зрелого океана, ж – средняя инверсионного режима – стадия закрытия океана, з – поздняя и конечная орогенного режима – столкновение континентов, и – платформенного режима – молодой платформы, к – эпиплатформенного и орогенного рифтового режима – предрифтовая стадия нового цикла;
 I – слой Голицына; 2 – астеносфера; 3 – субстрат (верхний твердый слой мантии);



4 – эклогиты; 5 – глубинный мантийный астенолит; 6 – базальтоиды (расплавы);
 7 – океаническая кора и офиолитовая ассоциация; 8 – действующие вулканы;
 9 – древняя континентальная кора; 10 – молодая континентальная кора (продукт предшествующего тектонического цикла); 11 – кимберлитовые трубки, ультрабазито-щелочные интрузии с карбонатитами, щелочные сиениты и граниты; 12 – базальтово-долеритовые траппы и расслоенных ультрабазито-базитовых интрузий формация;
 13 – известково-щелочная магма; 14 – гранитная магма (батолиты);
 15 – метаморфические породы; 16 – осадочные бассейны и призмы осадочных толщ на окраинах континентов и микроконтинентов; 17 – разломы; 18 – надвиги;
 19 – главные направления тектонических движений

ЛИТЕРАТУРА

Основная

Вахромеев, С. А. Месторождения полезных ископаемых / С. А. Вахромеев. 2-е изд., перераб. и доп. М., 1979.

Смирнов, В. И. Геология полезных ископаемых / В. И. Смирнов. 2-е изд., перераб. и доп. М., 1969.

Смирнов, В. И. Геология полезных ископаемых / В. И. Смирнов. 4-е изд., перераб. и доп. М., 1982.

Смирнов, В. И. Геология полезных ископаемых / В. И. Смирнов. М., 1989.

Старостин, В. И. Геология полезных ископаемых : учеб. для вузов / В. И. Старостин, П. И. Игнатов. М., 2004.

Дополнительная

Авдонин, В. В. Гидротермально-осадочные породы вулканогенных комплексов : пособие для вузов / В. В. Авдонин. М., 1994.

Авдонин, В. В. Текстуры и структуры руд : пособие для вузов / В. В. Авдонин, Н. Е. Сергеева. М., 1998.

Беленицкая, Г. А. Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ / Г. А. Беленицкая // Осадочные бассейны России. Вып. 4. СПб., 2000.

Белявцев, Я. Н. Метаморфогенное рудообразование / Я. Н. Белявцев. М., 1979.

Билибин, Ю. А. Основы геологии россыпей / Ю. А. Билибин. М., 1955.

Буряк, В. М. Метаморфизм и рудообразование / В. М. Буряк. М., 1982.

Ваганов, В. И. Алмазные месторождения России и мира / В. И. Ваганов. М., 2000.

Валяшко, М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей / М. Г. Валяшко ; под ред. А. П. Виноградова. М., 1962.

Володин, А. Г. Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений / А. Г. Володин ; под ред. В. К. Чайковского. М., 1975.

Вольфсон, Ф. И. Главнейшие типы рудных месторождений / Ф. И. Вольфсон, А. В. Дружинин. 2-е изд., перераб. и доп. М., 1982.

Вольфсон, Ф. И. Основы образования рудных месторождений / Ф. И. Вольфсон, Е. М. Некрасов. М., 1986.

Высоцкий, Э. А. Калиеносные бассейны мира / Э. А. Высоцкий, Р. Г. Гарецкий, В. З. Кислик. Минск, 1988.

Высоцкий, Э. А. Калийные соли и угли как показатели климатических изменений в геологической истории Земли / Э. А. Высоцкий // *Літасфера*. 1999. № 2. С. 5–16.

Высоцкий, Э. А. Палеогеоморфологические условия накопления калийных солей в Припятском прогибе / Э. А. Высоцкий // *Вестн. Белорус. гос. ун-та*. Сер. 2. 1992. № 2. С. 63–67.

Геологическое образование и история геологии : докл. советских геологов на XXV сессии Международ. геол. конгресса / под ред. Г. П. Горшкова. М., 1976.

Геология Беларуси / А. С. Махнач [и др.] ; редкол. : А. С. Махнач [и др.]. Минск, 2001.

Геология и геохимия нефти и газа : учеб. для вузов / А. А. Бакиров [и др.]. М., 1993.

Геология и минеральные ресурсы Мирового океана / под ред. Г. Димова [и др.]. Варшава, 1990.

Геология и полезные ископаемые Мирового океана / Е. А. Величко [и др.]. М., 1978.

Геология металлических полезных ископаемых : учеб. пособие для вузов / Э. А. Высоцкий [и др.] ; под ред. Э. А. Высоцкого. Минск, 2006.

Григорьев, В. М. Генетические особенности железорудных провинций мира / В. М. Григорьев // *Смирновский сборник*. М., 2002.

Иванова, А. М. Минерально-сырьевой потенциал шельфовых областей России / А. М. Иванова, О. И. Супруненко, В. И. Ушаков. СПб., 1998.

Кисляков, Я. М. Гидрогенное рудообразование / Я. М. Кисляков, В. И. Щеточкин. М., 2000.

Ковалев, А. А. Мобилизм и поисковые критерии / А. А. Ковалев. 2-е изд., перераб. и доп. М., 1985.

Константиновский, А. А. Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов / А. А. Константиновский. М., 2000.

Кравцов, А. И. Основы геологии горючих ископаемых : учеб. для вузов / А. И. Кравцов. 2-е изд., перераб. и доп. М., 1982.

Курс месторождений твердых полезных ископаемых : учеб. пособие для вузов / П. М. Татаринев [и др.] ; под ред. П. М. Татаринова, А. Е. Карякина. Л., 1975.

Левых, Н. Н. Генетические особенности каолинитов Белоруссии / Н. Н. Левых. Минск, 1988.

Левых, Н. Н. Коры выветривания запада Восточно-Европейской платформы / Н. Н. Левых. Минск, 1999.

Линдгрэн, В. Минеральные месторождения : пер. с англ. / В. Линдгрэн ; под ред. Б. П. Некрасова. М., 1934.

Лихачев, А. П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения / А. П. Лихачев. М., 2006.

Махнач, А. А. Введение в геологию Беларуси / А. А. Махнач ; под ред. А. В. Матвеева. Минск, 2004.

Махнач, А. А. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси / А. А. Махнач, Л. Ф. Гулис // *Литология и полезные ископаемые*. 1993. № 6. С. 55–68.

Махнач, А. А. Об изотопном составе сульфидной серы в угленосных отложениях Беларуси / А. А. Махнач, Г. Д. Стрельцова, И. Л. Колосов // *Докл. АН Беларуси*. 1996. Т. 40, № 4. С. 113–118.

Махнач, А. А. Постседиментационные изменения межсолевых отложений Припятского прогиба / А. А. Махнач. Минск, 1980.

Махнач, А. А. Стадиальный анализ литогенеза : учеб. пособие для вузов / А. А. Махнач. Минск, 2000.

Метасоматоз и метасоматические породы / В. А. Жариков [и др.]. М., 1998.

Милановский, Е. Е. Рифтовые зоны континентов / Е. Е. Милановский. М., 1976.

Митчелл, А. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений : пер. с англ. / А. Митчелл, М. Гарсон. М., 1984.

Недра России. Полезные ископаемые / под ред. Н. В. Милановского, А. А. Смыслова. СПб., 2001.

Нефтегазоносность и глобальная тектоника : пер. с англ. / под ред. С. П. Максимова. М., 1978.

Овчинников, Л. Н. Образование рудных месторождений / Л. Н. Овчинников. М., 1992.

Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Д. И. Горжевский [и др.]. М., 1990.

Полезные ископаемые Беларуси / редкол. : П. З. Хомич [и др.]. Минск, 2002.

Полезные ископаемые Мирового океана : учеб. для вузов / А. А. Авдонин [и др.]. М., 1998.

Постседиментационные изменения отложений платформенного чехла Беларуси / под ред. А. А. Махнач. Минск, 2007.

Рудницкий, В. А. Основы учения о полезных ископаемых / В. А. Рудницкий. Екатеринбург, 1997.

Савко, А. Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы / А. Д. Савко, А. Д. Додатко. Воронеж, 1991.

Синяков, В. И. Основы теории рудогенеза / В. И. Синяков. Л., 1987.

Старостин, В. И. Геология полезных ископаемых / В. И. Старостин, П. А. Игнатов. 2-е изд., перераб. и доп. М., 1997.

Страхов, Н. М. Основы теории литогенеза : в 3 т. / Н. М. Страхов. М., 1962. 3 т.

Шило, Н. А. Основы учения о россыпях / Н. А. Шило. 2-е изд., перераб. и доп. М., 1985.

Экзогенные рудообразующие системы кор выветривания / Ю. Ю. Бугельский [и др.]. М., 1990.

Яншин, А. Л. Фосфор и калий в природе / А. Л. Яншин, М. А. Жарков. Новосибирск, 1986.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Гла в а 1. Краткая история развития учения о месторождениях полезных ископаемых и горнорудного производства	4
1.1. История развития учения о полезных ископаемых	4
1.2. История развития горнорудного производства	6
Гла в а 2. Основные понятия о рудных телах и месторождениях полезных ископаемых	10
2.1. Основная терминология	10
2.2. Морфология тел полезных ископаемых.....	11
2.3. Площади распространения полезных ископаемых	14
Гла в а 3. Вещественный состав руд, парагенетические ассоциации элементов в минералах и рудах	15
3.1. Вещественный состав руд	15
3.2. Парагенетические ассоциации элементов и минералов в рудах...	17
Гла в а 4. Текстуры и структуры руд	20
4.1. Основные понятия	20
4.2. Классификация текстур руд и краткая характеристика отдельных текстурных типов.....	21
4.3. Структуры руд.....	27
4.4. Генетическое значение текстур руд.....	27

Глава 5. Методология и методы изучения месторождений полезных ископаемых	28
5.1. Основные элементы характеристики месторождений	28
5.2. Методология изучения месторождений полезных ископаемых...	28
5.3. Методы исследования полезных ископаемых	30
Глава 6. Критерии и методы определения температуры образования руд	31
6.1. Минералогические методы	31
6.2. Использование газово-жидких включений в минералах.....	33
Глава 7. Процессы миграции химических элементов и общие понятия об образовании полезных ископаемых	35
7.1. Состав земной коры	35
7.2. Металлогенные и петрогенные элементы	36
7.3. Основные факторы миграции химических элементов	37
7.4. Миграция химических элементов в земной коре.....	39
7.5. Пути проникновения минеральных веществ.....	40
7.6. Способы образования минералов, слагающих месторождения полезных ископаемых	41
7.7. Стадии рудообразования.....	43
Глава 8. Классификация месторождений полезных ископаемых	43
Глава 9. Магматические месторождения	46
9.1. Общие сведения	46
9.2. Классификация магматических месторождений	48
9.3. Ликвационные месторождения	48
9.4. Раннемагматические месторождения.....	51
9.5. Позднемагматические месторождения	53
Глава 10. Пегматитовые месторождения	54
10.1. Типы пегматитов.....	54
10.2. Генезис пегматитов и гипотезы их образования.....	58
10.3. Основные типы пегматитовых месторождений	60

Гла в а 11. Карбонатитовые месторождения	61
11.1. Общие сведения.....	61
11.2. Структурная позиция карбонатитовых месторождений.....	61
11.3. Строение и пространственно-генетические ассоциации карбонатитов.....	62
11.4. Геологические условия образования карбонатитов	64
11.5. Рудные формации.....	66
Гла в а 12. Скарновые (контактово-метасоматические) месторождения	67
12.1. Общие сведения.....	67
12.2. Типы скарнов.....	67
12.3. Зональность скарнов	69
12.4. Геологические условия образования.....	70
12.5. Типы скарновых месторождений.....	73
Гла в а 13. Альбитит-грейзеновые месторождения	74
13.1. Общие сведения.....	74
13.2. Геологические и физико-химические условия образования ...	75
13.3. Альбититовые месторождения.....	77
13.4. Грейзеновые месторождения.....	78
Гла в а 14. Гидротермальные месторождения	79
14.1. Общие сведения.....	79
14.2. Физико-химические условия образования	80
14.3. Классификация гидротермальных месторождений.....	84
Гла в а 15. Месторождения выветривания	86
15.1. Общие сведения.....	86
15.2. Остаточные месторождения.....	88
15.3. Инфильтрационные месторождения.....	92
Гла в а 16. Россышные месторождения	93
16.1. Общие сведения.....	93
16.2. Типы россыпей	94
16.3. Геологические условия образования россыпей	97

Гла в а 17. Химические осадочные месторождения солей.....	99
17.1. Общие сведения.....	99
17.2. Условия образования солей.....	102
17.3. Схема и последовательность кристаллизации солей в процессе сгущения океанической воды	103
17.4. Формирование ветвей морского галогенеза.....	105
17.5. Гипотезы и модели образования солей	106
17.6. Мобилизм и геодинамические типы солеродных бассейнов ...	108
 Гла в а 18. Осадочные биохимические месторождения	 110
18.1. Общие сведения.....	110
18.2. Фосфориты	111
18.3. Сера	113
18.4. Карбонатные породы	114
18.5. Кремнистые породы.....	114
18.6. Уран и ванадий.....	115
 Гла в а 19. Осадочные месторождения, образованные из коллоидных растворов.....	 115
19.1. Общие сведения.....	115
19.2. Условия образования руд алюминия, железа и марганца	117
19.3. Месторождения железа	119
19.4. Месторождения марганца	122
19.5. Месторождения марганца и железа на дне Мирового океана ...	123
19.6. Месторождения бокситов	123
 Гла в а 20. Метаморфогенные месторождения	 124
20.1. Общие сведения.....	124
20.2. Метаморфизованные месторождения	128
20.3. Метаморфические месторождения.....	130

Глава 21. Глобальные геологические условия образования полезных ископаемых и соотношение между геосинклинальной и мобилистской концепциями рудогенеза.....	131
21.1. Общие сведения.....	131
21.2. Геологические условия образования месторождений полезных ископаемых с позиции геосинклинальной концепции...	132
21.3. Геологические условия образования месторождений полезных ископаемых с позиции мобилистской концепции	133
21.4. Соотношение между геосинклинальной и мобилистской концепциями рудогенеза.....	137
Литература	140

Учебное издание

Высоцкий Эдуард Александрович

**ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

**Пособие для студентов, обучающихся
по специальности 1-51 01 01 «Геология и разведка
месторождений полезных ископаемых»**

Редакторы *О. Н. Зорина, А. Г. Терехова*

Художник обложки *Т. Ю. Таран*

Технический редактор *Т. К. Раманович*

Компьютерная верстка *О. Н. Сырель*

Корректор *М. А. Подголина*

Подписано в печать 07.03.2012. Формат 60×84/16.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,6.
Уч.-изд. л. 9,97. Тираж 100 экз. Заказ 474.

Белорусский государственный университет.

ЛИ № 02330/0494425 от 08.04.2009.

Пр. Независимости, 4, 220030, Минск.

Республиканское унитарное предприятие

«Издательский центр Белорусского государственного университета».

ЛП № 02330/0494178 от 03.04.2009.

Ул. Красноармейская, 6, 220030, Минск.