

Л. БАУМАН

Г. ТИШЕНДОРФ

Введение в металлогению-минерагению

Einführung in die Metallogenie—Minerogenie

Von Prof. Dr. rer. nat. habil. **L. Baumann**
und Doz. Dr. rer. nat. habil. **G. Tischendorf**

VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie
Leipzig 1976

Л. БАУМАН
Г. ТИШЕНДОРФ

Введение в металлогению—минерагению

Перевод с немецкого
канд. геол.-мин. наук Ю. С. БОРОДАЕВА
и канд. геол.-мин. наук Е. Ф. БУРШТЕЙНА
под редакцией
акад. В. И. СМИРНОВА

29355

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
МОСКВА
1979



УДК 553.3.078

В книге изложены основы анализа региональных закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых с позиций геотектоники, магматизма, литологии, метаморфизма, геохимии, характеристика металлогенических эпох и провинций, а также минерагения ископаемых солей, горючего сырья и подземных вод. Рассмотрены типы минерагенических карт и методы их составления.

Написанная как учебное пособие, книга по своему научному уровню и актуальности рассматриваемых проблем относится к работам, которые представляют большой интерес для широкого круга геологов производственных и научно-исследовательских организаций.

Редакция литературы по геологии

2604040300
Б $\frac{20803\text{-}143}{041(01)\text{-}79}$ 143-79

© VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 1976
© Перевод на русский язык, «Мир», 1979

Предисловие редактора перевода

В известном трактате Л. де Лоне, вышедшем в Париже в 1913 г., металлогения толковалась как аналог учения о рудных месторождениях. Позднее, в основном в трудах русских геологов, к металлогении стали подходить более определенно, понимая под этим термином региональные геологические условия формирования и закономерности размещения рудных месторождений. В таком смысле воспринималось это понятие В. А. Обручевым при описании металлогенических эпох и областей Сибири, А. Е. Ферсманом в его характеристике распространения полезных ископаемых на территории Советского Союза, С. С. Смирновым при анализе металлогении Верхоянья, Восточного Забайкалья и Тихоокеанского рудного пояса. Такое ограничение содержания металлогении, как и следовало ожидать, привело к углублению ее научных и практических возможностей. Вначале это новое направление прикладных геологических исследований сводилось в основном в картографическому оконтуриванию площадей развития, сходных по тем или иным признакам рудных месторождений. Но особую содержательность оно получило, когда кончился период эмпирической систематизации и наступило время аналитической металлогении, связанной с блестящими трудами Ю. А. Билибина.

Анализ связей возникновения и распределения рудных месторождений с естественноисторической эволюцией земной коры и с процессами, ее определяющими, выдвинул металлогению в разряд глубоких и увлекательных подразделений наук о Земле. Возникло естественное желание приложить закономерности металлогении к полезным ископаемым, не относящимся к рудным образованиям. В связи с таким широким подходом к выявлению геолого-исторических условий формирования и распространения не только металлических месторождений, а всех видов минерального сырья термин «металлогения» оказался не адекватным и появился термин «минерагения». Попытки геологического анализа региональных закономерностей образования и размещения не только рудных, но всех разновидностей полезных ископаемых не очень сильно обогатили это направление геологических исследований, но оказались в ряде случаев достаточно полезными. В этом смысле и следует понимать двойное название предлагаемой вниманию читателей книги.

Эта работа, принадлежащая перу известных исследователей рудных месторождений Германской Демократической Республики профессору Л. Бауману и доктору наук Г. Тишендорфу, составлена как руководство по курсу металлогении, который

начали изучать в высших учебных заведениях ряда стран с 40-х годов нашего столетия. Рассчитанная на студенческую аудиторию, книга привлекла внимание широких кругов геологов и приобрела известность далеко за пределами своей страны. Она подкупает глубоким, систематическим и вместе с тем компактным изложением основ металлогении — минерагении, иллюстрированных примерами, демонстрирующими глубокие достоинства этой науки, ее особое теоретическое и практическое значение.

Изложению сущности металлогении предпослано освещение металлогенических факторов — тектонических, магматических, седиментационных, метаморфогенных, геохимических. При этом проявлено внимательное отношение как к классическим подходам к этим факторам, так и к новейшим тенденциям их трактовки.

Собственно металлогенический анализ начинается с рассмотрения разновидностей металлогенической обстановки в геосинклинально-складчатых областях и на платформах, включающих зоны их металлогенической активизации. Специальный раздел книги посвящен исторической металлогении с анализом металлогенических эпох рудообразования. Совершенно естественным продолжением этого раздела служит характеристика металлогенических провинций, среди которых особый интерес представляет описание металлогении территории ГДР, выполненное по оригинальным исследованиям авторов книги и их коллег. В разделе специальной металлогении рассматривается металлогения ряда групп полезных ископаемых, с одной стороны, наиболее близких авторам книги, а с другой — наиболее представительных для такого частного металлогенического анализа; в этом разделе наряду с рассмотрением провинций металлических месторождений освещается также минерагения солей, каустобиолитов и подземных вод. Поскольку книга в первую очередь представляется как учебное руководство, значительное место в ней отведено методике металлогенического анализа и проблемам прогноза минеральных ресурсов, опирающегося на такой анализ.

Книга является ярким примером проникновения в науку о полезных ископаемых идей, родившихся в разных странах, что обеспечивает интернациональный расцвет этой науки, ее глубокий теоретический смысл и неоспоримое практическое значение.

Не приходится сомневаться в том, что книга способна заинтересовать самые широкие круги геологов нашей страны.

В заключение необходимо отметить существенную помощь в переводе специальных разделов книги, оказанную М. Г. Валяшко, А. Н. Гусевой, В. Б. Олениным, Н. И. Плотниковым, а также студентами ГДР, обучающимися в Московском государственном университете им. М. В. Ломоносова.

В. Смирнов

Предисловие авторов к русскому изданию

Решение издательства «Мир» выпустить в свет русский перевод изданной в 1976 г. на немецком языке книги «Введение в металлогению—минерагению» встречено авторами с большой радостью. Это решение показывает, какой интерес в Советском Союзе вызывают исследования проблем металлогении—минерагении в качестве основы для прогнозирования, поисков и разведки минерального сырья, предоставляет возможность воспринять соответствующий опыт ученых других стран. Авторы предлагаемого учебника поставили своей целью систематически изложить важнейшие положения этой молодой геологической дисциплины, привлекая также данные многих других разделов геологии, таких, как геотектоника, учение о формациях, учение о месторождениях полезных ископаемых, петрология—литология, геохимия и др. В соответствии с этим данный учебник, являющийся, по существу, лишь «введением» к теме, состоит из общей, методической, исторической, региональной и специальной частей. В составлении отдельных глав принимали участие д-р Р. Майнхольд, д-р И. Рентч и д-р К. Кох.

Конечно, мы отдаем себе отчет в том, что при столь большом научном потенциале рассматриваемые нами вопросы могут решаться в Советском Союзе самостоятельно и что советские геологи уже с давних пор обладают исключительно обширным объемом региональных и специальных металлогенических знаний. В связи с этим русское издание «Введения в металлогению—минерагению», несомненно, будет воспринято с широких научных позиций. Мы ожидаем от советских специалистов в области металлогении замечаний и соображений по поводу дальнейшего усовершенствования курса и улучшения формы изложения этой очень сложной, но и крайне важной для народного хозяйства каждой страны дисциплины.

Русский перевод без каких-либо изменений повторяет немецкий оригинал. Уже имеющиеся у авторов соображения по расширению и улучшению учебника смогут быть реализованы лишь во втором немецком издании.

Мы выражаем самую искреннюю благодарность академику В. И. Смирнову, взявшему на себя труд редактора издания.

ленные этим закономерности равным образом имеют большое значение и для металлогении—минерагении. Из подразделения, произведенного по теоретическим соображениям, неизбежно вытекали некоторые повторения в тексте. С ними пришлось смириться ради сохранения законченности отдельных глав. Некоторые заключительные принципиальные положения о прогнозе выявления месторождений должны указать на то, что металлогения—минерагения в конечном счете служит расширению ресурсов минерального сырья.

Авторы сознают, что в этом первом варианте «Введения в металлогению—минерагению» кое-что представлено неполно или недостаточно детально изложено и что в ряде случаев взаимообусловленность геологических и рудообразующих процессов могла бы быть рассмотрена более обстоятельно. Эти явления имеют свои причины — как субъективные, так и объективные. Авторы будут признательны всем читателям и коллегам за критические замечания.

Авторы хотели бы принести большую благодарность многочисленным коллегам и прежде всего К. Юбицу, Р. Лайтербаху, С. Лехельту, Г. Рёллигу, К. Шмидту, Е. Шрёдеру, Г. Швабу, Р. Сейму, Х. Унгетюму и Р. Винхольму за плодотворные дискуссии, а также издательству «Дойчер ферлаг фюр грундштофиндустри» в Лейпциге за труды по изданию учебника. Особая благодарность выражается М. Зейферт, чья большая техническая работа явилась существенным вкладом в создание книги.

Л. Бауман и Г. Тишендорф

1. Введение

1.1. К истории развития

Металлогения, или минерагения,— относительно молодая научная дисциплина. К своей нынешней самостоятельности она пришла путем длительного процесса обособления из комплекса наук о Земле. В отношении самого термина «металлогения», которому до сих пор отдавалось предпочтение, следует учесть, что это понятие ограничивается прежде всего проблемами геологии месторождений «металлического» сырья. В последнее время, однако, возросло применение металлогенических выводов и методов исследования также для неметаллических полезных ископаемых. На основе этой наметившейся международной тенденции следует предпочесть термин «минерагения»[1], принимая во внимание все виды *минерального* сырья. Металлогения — в узком смысле — являлась бы в этом случае частной областью минерагении, относящейся к металлсодержащему сырью.

Первые попытки разработки минерагенических (металлогенических) принципов мышления и исследования можно заметить уже в работах прошлого столетия, например у Б. фон Котты, И. Фрейслебена, А. Брейтгаупта, А. Штельцнера, А. фон Гроддека и Р. Бека. Исследования названных специалистов в области геологии месторождений полезных ископаемых примечательны, в первую очередь, всесторонним анализом геологической позиции месторождений. Эта тенденция при изучении месторождений полезных ископаемых продолжалась и в первые десятилетия текущего столетия (1913 г.: формулировка де Лоне понятия «металлогения»; усиленная разработка вопросов металлогении В. Линдгреном, В. Обручевым, П. Ниггли, Г. Шнейдерхёном, В. Петрашеком и др.).

Усиленное внедрение в течение 20-х и 30-х годов физико-химического подхода (П. Ниггли, Г. Шнейдерхён) (с одной стороны, несомненно достойного, но, с другой стороны, довольно одностороннего) к объяснению рудообразующих процессов вызвало определенный перерыв в развитии минерагенического—

---

[1] Термин «минерагения» впервые был употреблен Линдгреном. На этимологическую *равноценность понятий «металлогения» и «минерагения»* указывали в числе других Е. Шаталов [132] и П. Рутье [347].

металлогенического направления. В тот период, который еще не вполне завершен и в настоящее время, месторождения интенсивно изучались прежде всего в отношении вещества (минералогия, геохимия, геохимия изотопов и др.). При этом уделялось недостаточное внимание изучению связей с геологической средой, и в особенности со структурным и историко-геологическим развитием.

Новый период сознательного применения металлогенических—минерагенических принципов был начат работами ведущих советских геологов (С. Смирнова, Ю. Билибина, Е. Шаталова и др.), частично дополненными и поддержанными французскими и немецкими исследователями (П. Лаффиттом, П. Рутье, А. Циссарцем, Г. Борхертом и др.).

Становление минерагении—металлогении как самостоятельной геологической дисциплины, начавшееся после 1945 г., пришлось на этап развития геологических наук, характеризовавшийся всевозрастающей интеграцией многочисленных частных дисциплин. Исследователи, в особенности советские, пришли к выводу о том, что геологические науки достигли узловой точки развития, для которой характерен переход от простой констатации эмпирических закономерностей к широкому истолкованию их причин и раскрытию основных законов развития Земли как единого целого. Рассуждая диалектически, мы фиксируем здесь переход количества в новое качество. Требовалось подвести итог обилия геологических данных и результатов детального изучения месторождений путем их обобщения и установления закономерных взаимосвязей. Этим были созданы предпосылки развития металлогении, или минерагении, как обобщения принципиальных сторон учения о полезных ископаемых. Было установлено, что определенные месторождения встречаются в земной коре более или менее совместно с определенными формациями горных пород и что эти группы (ассоциации) месторождений могут подразделяться в пространстве и времени на серии. Подобные взаимосвязи позволяют при определенных условиях из наличия тех или иных месторождений или геологических формаций делать заключение о возможном существовании других месторождений или, напротив, исключать существование определенных видов минерализации.

Важны не только теоретические аспекты, но и *практические стороны* этого учения. Время более или менее случайных открытий месторождений миновало. Такое положение заставляет усиленно разрабатывать теоретические основы прогноза выявления месторождений. Становление минерагении как науки следует, таким образом, связывать с развитием современного промышленного производства и постоянными требованиями народного хозяйства к выявлению месторождений как традиционных, так

и новых видов сырья. Для быстрого и по возможности эффективного выполнения этих требований эмпирический подход к решению подобных задач теперь уже недостаточен; должна быть разработана теория, позволяющая путем комплексного анализа и обобщения всех геологических, геохимических и геофизических данных дать возможность поставить прогноз распространения определенных видов минерального сырья на данной территории. Существенной чертой металлогении является то, что она не просто исследует месторождения минерального сырья, а рассматривает их образование в ходе всей сложной эволюции геологических событий и делает выводы, которые служат научной основой прогноза, поисков и разведки месторождений. Последнее является конечной целью минерагенических исследований и переходит непосредственно в сферу материального производства.

Формирование этой качественно новой ступени наук о Земле является объективной необходимостью, учитывая прежде всего общественную потребность в прогнозной оценке перспективности определенных территорий с точки зрения намечаемого развития их экономики. Это показывает, что решающие стимулы развития науки исходят из сферы материального производства. Горная промышленность гораздо сильнее, чем раньше, оказывает решающее влияние на развитие геологических наук, особенно в условиях планомерно развивающейся экономики. С этой точки зрения не случайно, что именно в СССР сложилась эта столь необходимая качественно новая прикладная сторона наук о Земле — металлогения, или минерагения.

1.2. Определение

Минерагению как геологическую дисциплину, имеющую свой собственный объект изучения, можно определить следующим образом:

Минерагения есть наука о закономерностях происхождения, образования и размещения природного минерального сырья в пространстве и времени.

Минерагения, таким образом, изучает и выясняет помимо причин и условий образования месторождений главным образом закономерности:

регионального распространения месторождений и

истории их формирования, учитывая развитие окружающих геологических формаций.

Минерагения имеет свои собственные объекты исследования, которые не изучаются столь комплексно и полно ни одной из других геологических дисциплин [137]. Этими объектами являются рудоносные (содержащие минеральное сырье) геологи-

ческие подразделения, могущие иметь самые разные размеры — от отдельных тел полезных ископаемых до планетарных минерагенических поясов. Рудоносная площадь с ее развитием в пространстве и времени является объектом минерагенических исследований; ее границы устанавливаются с учетом неравномерного распределения и особенностей самой минерализации.

1.3. Задачи и целевые установки

Любая концентрация вещества, или месторождение полезных ископаемых, образует геологическое тело. Для выяснения его генезиса следует рассмотреть полный цикл его геологического развития — как до и во время, так и после образования полезного ископаемого. Отдельная *задача* минерагении состоит в охвате, особом отборе и оценке всего фактического материала по конкретной территории с целью выделения из множества геологических данных и выводов лишь тех, которые являются существенными, или *критическими*, для возникновения, становления и сохранения определенного типа месторождений или вида минерального сырья. Минерагенический метод исследования состоит поэтому в том, чтобы анализировать и моделировать взаимосвязи между полезными компонентами земной коры (т. е. месторождениями) и всеми прочими компонентами как коры, так и частично мантии (т. е. горными породами в широком смысле) и на основе этих выводов вырабатывать стратегию будущих прогнозных, поисковых и разведочных работ.

Минерагения имеет *целью* создание основы для качественной и количественной оценки перспективности определенной территории в отношении минерального сырья.

В минерагенических исследованиях используются выводы и результаты многих геологических дисциплин в той мере, в какой они необходимы для решения проблем, связанных с месторождениями (рис. 1.1). К ним относятся прежде всего:

тектонические и структурно-геофизические данные (т. е. структурный анализ);

минералогические, петрографические и геохимические данные (т. е. вещественный анализ);

стратиграфические, историко-геологические и хронологические данные (т. е. историко-геологический анализ).

Минерагения, таким образом, является преимущественно синтезирующей научной дисциплиной, достоинство которой заключается в комплексном подходе к явлениям. Отсюда вытекает существенно более высокая степень обобщения данных в минерагении по сравнению с другими геологическими дисциплинами. Минерагенический метод исследования и его преломление в практике — прежде всего в отношении прогноза распростране-

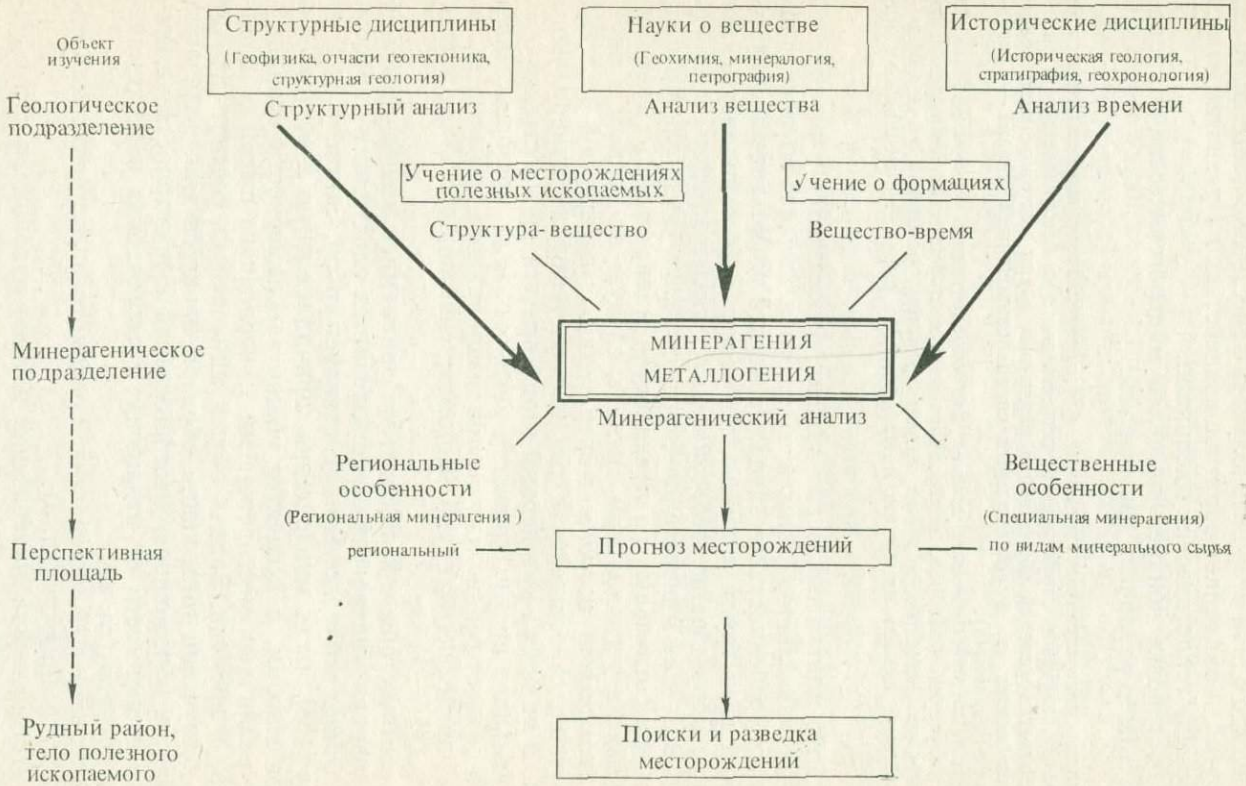


Рис. 1.1. Положение минерагении (металлогении) среди частных геологических дисциплин.

ния месторождений различных видов минерального сырья — позволяет, с одной стороны, получать качественно новые выводы, а с другой — оказывает обратное воздействие на развитие самих «базисных» геологических дисциплин.

В постановке конкретных целей минерагенических исследований можно различать две стороны:

Анализ минерагенических данных для определенного *регионального подразделения*; изучение структурного, вещественного и исторического развития для выявления условий образования различных групп месторождений полезных ископаемых (т. е. региональный специализированный анализ ⟶ региональная минерагения).

Анализ минерагенических данных для определенного *минерального вида сырья*; изучения факторов, контролирующих месторождения, влияющих на концентрацию вещества, а также индикаторов месторождений (т. е. специализированный анализ минералов и минерального сырья ⟶ специальная минерагения).

Анализ минерагенических данных, относящихся к региональному подразделению, должен привести к выяснению пространственных особенностей и закономерностей возникновения и размещения всех групп полезных ископаемых. Это подразумевает широкое исследование *теоретических основ* и представляет собой первый этап минерагенического изучения. Специализированный анализ отдельных разновидностей минерального сырья, основанный на региональном анализе, следует за первым в качестве *прикладной стороны* минерагении с конкретной целевой установкой, относящейся к той или иной группе минерального сырья. В то время как первый этап является предпосылкой для регионального прогнозирования разнообразных месторождений, второй создает основу для специализированного прогноза выявления определенных групп месторождений минерального сырья (рис. 1.1).

В соответствии с изложенными задачами и конечной целью исследования минерагения подразделяется следующим образом:

а. Общая минерагения представляет собой, согласно Е. Шаталову [135], часть минерагении, принадлежащую к ее теоретическим основам, и исследует общие закономерности возникновения различных месторождений минерального сырья в пространстве и времени. Задача общей минерагении состоит прежде всего в изучении того, каким образом процессы минерализации приводят к образованию месторождений в пространстве и времени в зависимости от различных геологических и геохимических факторов (гл. 2).

Вслед за общей минерагенией рассмотрена методика минерагенического анализа (гл. 3).

б. Историческая минерагения изучает закономерности образования месторождений в ходе истории геологического развития

Земли. Задача исторической минерагении состоит в изучении различий в эволюции концентрирования вещества и выяснении их причин (гл. 4).

в. Региональная минерагения пытается выяснить закономерности образования и распространения месторождений во взаимосвязи с геологическим строением различных территорий. Задачей региональной минерагении является выделение и изучение территориальных минерагенических единиц Земли (гл. 5).

г. Специальная минерагения изучает закономерности образования в пространстве и времени месторождений отдельного элемента (полезного компонента) или группы генетически взаимосвязанных видов минерального сырья. Задача специальной минерагении состоит в выяснении специфических закономерностей образования и распределения в пространстве и времени определенных видов природного минерального сырья (гл. 6).

Целью всех видов минерагенических исследований является разработка прогноза распространения месторождений (гл. 7). Это позволяет устанавливать области, перспективные для отдельных видов минерального сырья, вырабатывать первые качественные и количественные оценки ожидаемых открытий, определять прогнозные запасы минерального сырья и давать рекомендации по проведению дальнейших поисковых и разведочных работ.

2955

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР Библиотека

2. Общая минерагения

Задача общей минерагении состоит в изучении общих закономерностей образования месторождений полезных ископаемых в связи с важнейшими геологическими процессами. В принадлежности типа месторождений к определенному геотектоническому комплексу или петрологической (литофациальной) формации отражается пространственная и временная приуроченность соответствующего металлотекта [1] или металлогенического подразделения. Необходимо поэтому выявлять и анализировать важнейшие геологические и геохимические процессы с точки зрения их воздействия на минерагению, т. е. на образование и распределение месторождений в пространстве и времени.

Более подробно должны быть рассмотрены следующие группы факторов:

а. Геологические факторы

Геотектонические
Магматические
Литологические
Метаморфические

б. Геохимические факторы

Физико-химические
Биохимические

2.1. Геологические факторы, влияющие на минерагению

2.1.1. Геотектонические факторы

Появление месторождения в какой-либо области в существенной мере определяется ее тектоническим режимом. Каждой фазе геотектонического развития соответствуют структурные элементы, характеризующиеся определенными признаками строения и процессов седиментации и метаморфизма, а также связанным с ними образованием специфических месторождений

[1] Металлотектом, согласно П. Лаффиту и др. [276], называется геологический объект, благоприятный по тектоническим, литологическим, магматическим, метаморфическим, геохимическим, палеогидрогеологическим, палеоклиматологическим и другим особенностям для образования минеральных концентраций, или месторождений.

полезных ископаемых (структурно-вещественные ряды развития).

К отличительным чертам геотектонического строения Земли принадлежит контрастность между мобильными геосинклинальными (орогенными) областями с их интенсивной складчатой и покровной тектоникой и относительно стабильными платформенными областями большей частью с нескладчатыми слоистыми породами и сравнительно слабыми тектоническими деформациями. В пределах платформенных областей существуют также линейные зоны повышенной тектонической активности (рифтовые системы), позволяющие по-новому оценить прежние представления о развитии Земли (новая глобальная тектоника). В соответствии с различной степенью геотектонической подвижности можно различать три наиболее крупных геотектонических элемента:

Геосинклинальные (орогенные) области. Из этих подвижных зон в ходе истории Земли развивались стабильные области, которые причленялись к более древним платформенным областям (кратонам) в качестве более молодых зон. Минерагения подвижных геосинклинальных областей изучалась прежде всего Ю. Билибиным [35, 38], связывавшим образование месторождений полезных ископаемых с последовательными стадиями развития подвижных зон и с их обширным магматизмом.

Платформенные области. Эти области слагают крупнейшие региональные геотектонические структурные элементы. По тектоническому строению различают континентальные платформы (стойкие кратоны с мощностью сиалического слоя до 50 км) и океанические платформы (океанические кратоны, талассократоны, существенно лишенные сиалической коры) (рис. 2.1).

Минерагенические исследования до сих пор относились преимущественно к континентальным платформам [113, 114], в то время как минерагения океанских платформ продвинулась лишь в последнее десятилетие, особенно благодаря теории новой глобальной тектоники, которая оказалась в центре научных интересов. Если стабильное платформенное состояние области наступило уже с кембрия, то говорят о древней платформе или древнем щите (древние кратоны или праокеаны); в противоположность этому области, пришедшие к стабильности лишь в послекембрийское время — вплоть до современной эпохи,— называют молодыми платформами (неократонами или неоокеанами).

Георифтогенали (рифтовые зоны). Результаты новейших исследований в рамках новой глобальной тектоники позволяют установить, что рифтовые зоны представляют собой особую тектоническую систему. Они представляют собой тектонический элемент земной коры и по степени подвижности подобны геосинклинальным зонам. Те и другие вместе могут быть противо-

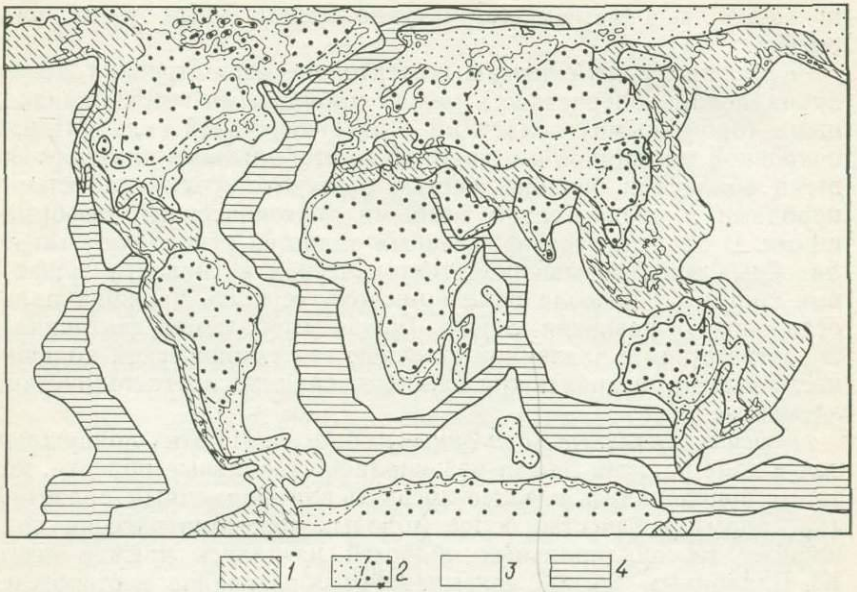


Рис. 2.1. Главные геотектонические элементы Земли.

1 — геосинклинальные (орогенные) области (мезозойские — кайнозойские); *2* — континентальные платформы (палеозойские; докембрийские, т. е. древние щиты); *3* — океанические платформы; *4* — георифтогенали (рифтовые зоны).

поставлены континентальным и океаническим платформам. Учитывая большое, до сих пор еще полностью не оцененное значение этих зон в структурном и вещественном развитии оболочки Земли, для них был предложен специальный термин «георифтогеналь» [412].

Срединно-океанические хребты, причисленные к георифтогеналям, занимают вместе с активными в настоящее время рифтовыми системами около 30% земной поверхности, в то время как современные геосинклинальные зоны охватывают около 10%, континентальные платформы (включая древние геосинклинальные области) — 20% и океанические платформы — около 40% [412] (рис. 2.1).

На основе работ Г. Штилле, В. Белоусова, В. Соллогуба, Г. Удинцева и других между этими геотектоническими структурными элементами устанавливаются закономерные связи, которые могут быть сведены в общую картину геотектонического развития земной коры (рис. 2.2). Оно состоит в последовательной эволюции от первичных океанических платформ через геосинклинальное (орогенное) развитие к континентальным платформам, которые в ходе тектонической активизации и георифтоге-

нального развития могут быть разрушены и прийти к образованию новой океанической платформы (современные океаны). Оба направления развития отражают противоположные тенденции в развитии коры. В то время как при формировании геосинклиналей и континентальных платформ земная кора развивается «в глубину» (перенос материала в геосинклинальные прогибы, палингенная гранитизация, утолщение коры и разрастание континентов), георифтогенальное развитие и океанизация

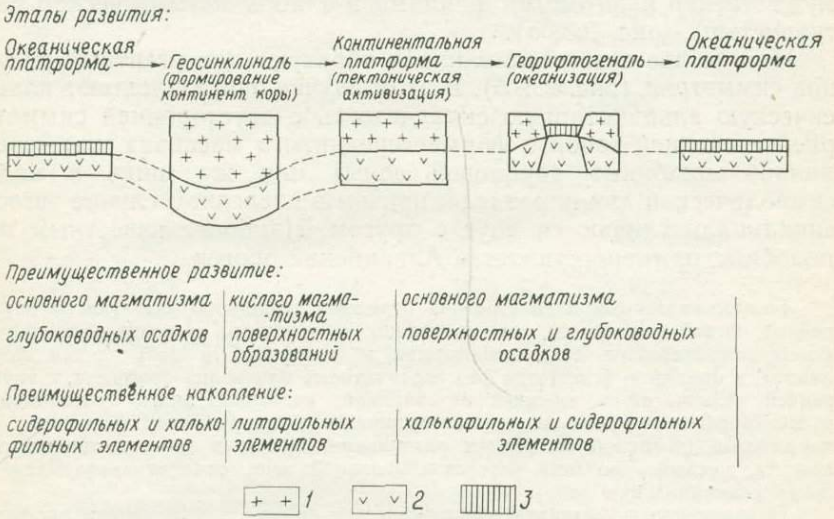


Рис. 2.2. Схема геотектонического развития Земли.

1 — область земной коры («гранитный» слой); *2* — область мантии («базальтовый» слой) [большинство исследователей выделяют «гранитный» и «базальтовый» слои в составе земной коры.— *Перев.*]; *3* — морская область (с осадками).

отмечены преобладающим разрушением коры и «движением вверх» мантийного материала к земной поверхности (основной магматизм, расчленение континентальной коры, раздвигание дна океанов). Каждому из этих крупных тектонических этапов присуще различное развитие магматизма и осадконакопления, которые ведут к определенной последовательности минерагенических процессов (рис. 2.2).

2.1.1.1. Геосинклинальные (орогенные) области. Геосинклинальные (складчатые) сооружения (т. е. ортогеосинклинали по Г. Штилле[1]) по своему развитию и строению противоположны

[1] Г. Штилле различал два типа геосинклиналей: ортогеосинклиналь (т. е. «настоящую» геосинклиналь), превращающуюся благодаря альпинотипной тектонике в альпинотипный ороген, и парагеосинклиналь (т. е. «ненастоящую» геосинклиналь), приходящую в результате эпейрогенических движений и разрывной гектоники к образованию германотипного прогиба.

платформенным. Геосинклинали большей частью образуют вытянутые зоны погружений, которым свойственны специфические фациальные условия и обширный магматизм.

Основной структурный план ортогеосинклинали определяется сочетанием эвгеосинклинальной зоны (часть системы, характеризующаяся более высокой подвижностью, преимущественно пелагическими фациями и обильным магматизмом) с *мио*геосинклинальной зоной (краевая, менее подвижная часть с преимущественно неритовыми фациями и слабой магматической активностью) (рис. 2.3, *а*).

Иногда две ортогеосинклинали образуют дивергентный рисунок симметрии (рис. 2.3, *б*). В этом случае они воплощают классическую альпинотипную складчатость с двусторонней симметрией и средней зоной в форме «срединного массива» или «срединной ложбины» (рубцовой зоны) или же лишь в виде символической линии раздела, причем в последнем случае эвгеосинклинали сливаются друг с другом. Наиболее известным из подобных примеров является Альпийский ороген.

Геосинклинальный план строения отражает тенденцию развития от внутренних частей к внешним, что проявлено, в частности, в осадконакоплении (смещение бассейнов осадконакопления и литофаций в направлении форланда), в орогенезе (смещение фаз складчатости, или волна орогенеза, с внутренней складчатой и внешней автохтонной, «поверхностной», тектоникой), в метаморфизме (уменьшение интенсивности в направлении форланда) и магматизме (основной магматизм развивается только в эвгеосинклинальном прогибе, кислый — во всей эвгеосинклинальной зоне, отчасти захватывая и миогеосинклинальную зону).

Направленность развития обнаруживается на стратиграфическом профиле в смещенной по латерали последовательности отдельных формационных зон, включая их структурно-вещественную характеристику (рис. 2.4). Сущность орогенеза состоит в медленном продвижении его фронта, по которому земная кора зонально погружается, сжимается, выдвигается, растягивается и вновь погружается. Пространственное сосуществование этих подвижных зон является отражением последовательности во времени развития орогенеза в отдельных зонах.

Эти процессы геосинклинального (орогенного) развития приводят к определенным зональным закономерностям размещения различных типов месторождений или минерального сырья (рис. 2.3, *б*).

Что касается *развития во времени*, то геосинклинальные (орогенные) области возникают в ходе истории Земли циклично, в противоположность платформенным областям, имеющим направленное развитие. Собственно геосинклинальное развитие может быть подразделено на четыре геотектонические стадии:

а. Ранняя стадия (собственно геосинклинальная стадия по Г. Штилле) охватывает период от заложения геосинклинали до главной фазы складчатости. Осадочные (пелагические, неритовые и терригенные фации) и вулканогенно-осадочные отложения (диабаз-спилит-кератофировые формации) обусловлены погру-

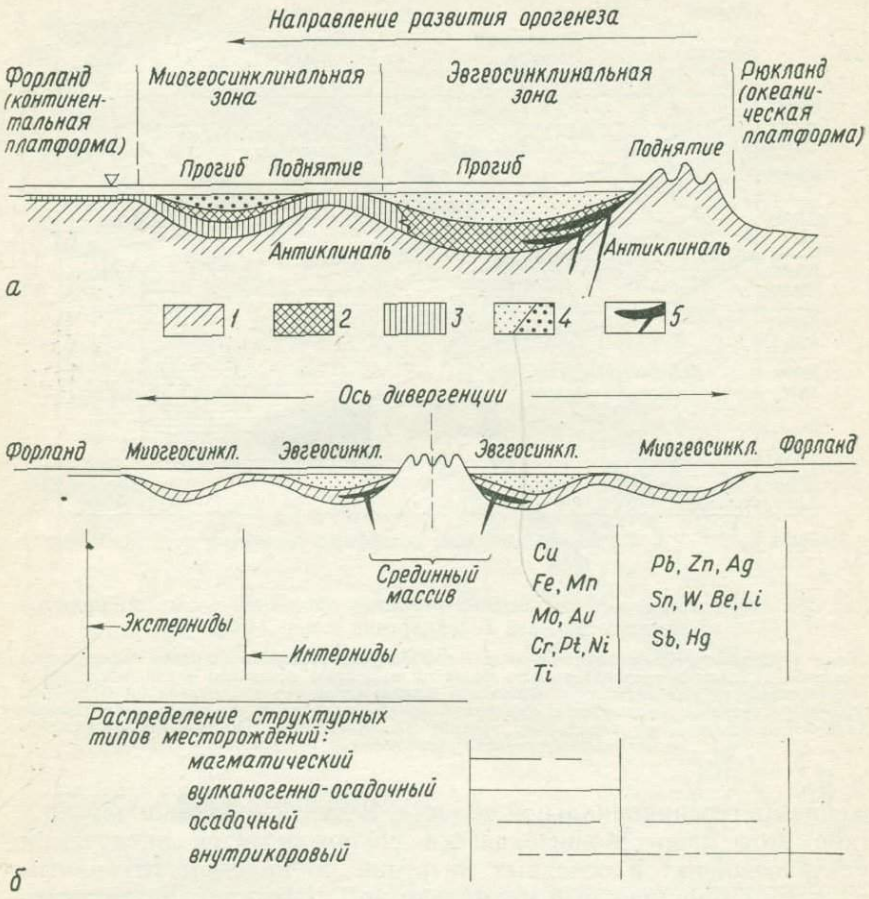


Рис. 2.3. Строение ортогеосинклинали.

а. Принципиальная схема: *1* — комплекс основания (кристаллический фундамент); *2* — пелагическая фация (глубоководные отложения: преимущественно неорганогенные глинистые известняки, кремнистые сланцы, радиоляриты); *3* — неритовая фация (морские мелководные, или шельфовые, отложения: преимущественно органогенные известняки и доломиты); *4* — терригенная фация (конгломераты, песчаники, глины): флиш/моласса; *5* — основные магматические породы (офиолиты).

Схема показывает важнейшие элементы строения геосинклинали согласно Ж. Обуэну [148]. Воздымающиеся эвгеосинклинальные поднятия поставляют флишевый материал в эвгеосинклинальные прогибы; офиолиты проявляются уже в начале геосинклинальной стадии. В области форланда (континентальной платформы) комплекс основания имеет, как и в миогеосинклинальных областях, сиалический состав; основание эвгеосинклинальных областей может, напротив, быть отчасти симатическим.

б. Две сопряженные зеркально-симметричные ортогеосинклинали (по Ж. Обуэну [148]) и связанное с ними зональное размещение месторождений.

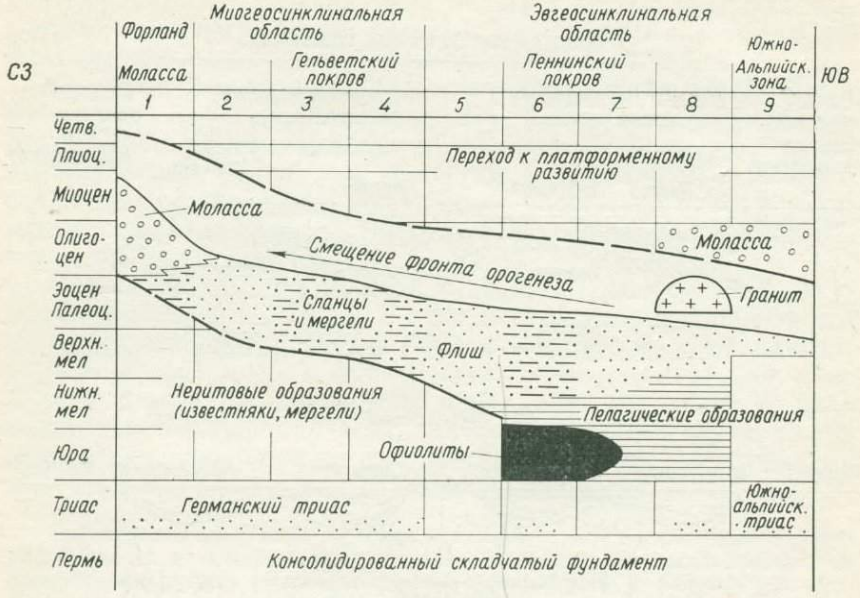


Рис. 2.4. Фациальное и тектоническое развитие орогенной зоны (на примере восточной части Швейцарских Альп) [430].

Схема показывает взаимодействие частных процессов геосинклинального (орогенного) развития, включая последовательность развития вещества: отчетливо различаются эв- и миогеосинклинальные литофации. Флишевая фация мигрирует в направлении форланда. Фронт орогенеза перемещается с началом позднего мела от внутреннего края Южных Альп (*9*) к молассовому передовому прогибу (*1*). Внедрение гранитов последовало во время позднеорогенного растяжения и воздымания.

жением в геосинклинальной области. В эвгеосинклинальном прогибе этот процесс эпизодически сопровождается внедрением ультраосновных и основных интрузий по краевым глубинным разломам (инициальный магматизм по Г. Штилле). Как с эвгеосинклинальными, так и с миогеосинклинальными зонами связаны специфические осадочные и магматогенные месторождения (рис. 2.3, *б* и 2.5).

б. Орогенная стадия (средняя стадия по В. Смирнову) является эпохой главной фазы складчатости. Складчатость начинается в эвгеосинклинальной области и постепенно смещается в направлении к форланду (рис. 2.4).

Вертикальная составляющая перемещения вызывает образование протяженных зон поднятий (антиклиналей) с передовыми и тыловыми прогибами, горизонтальная составляющая создает складки, взбросы и надвиги наряду с разрывами растяжения и подводящими каналами плутонитов и вулканитов. В отдельных зонах концентрация давления и теплоты приводит к регио-

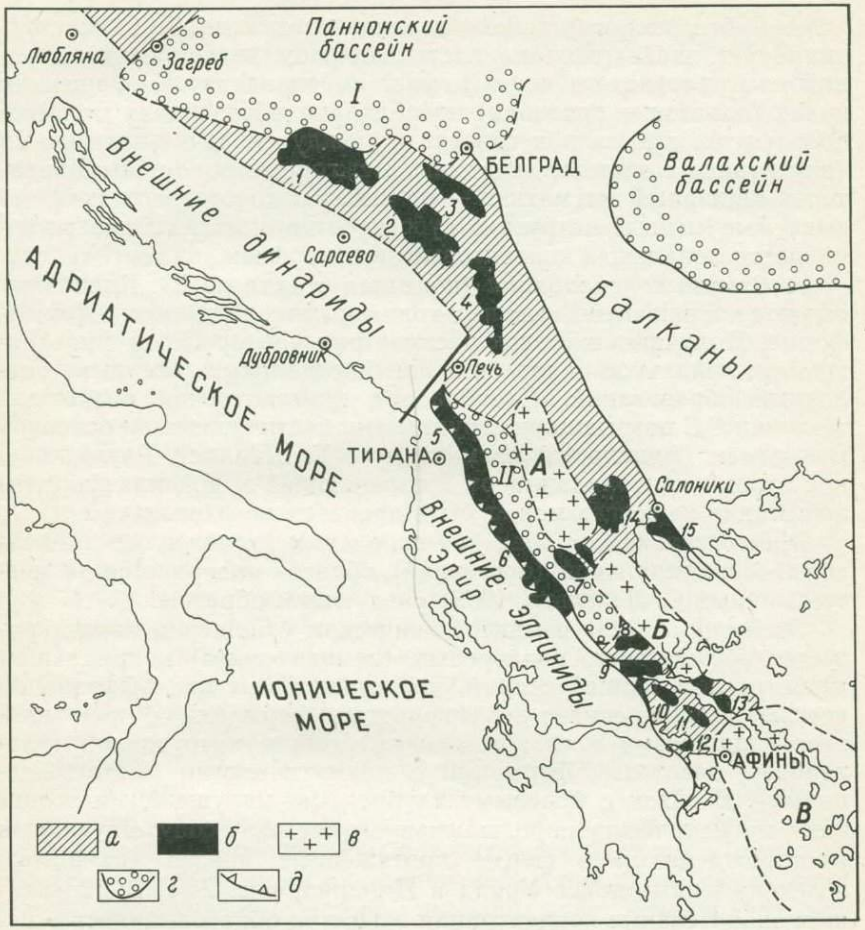


Рис. 2.5. Распространение основных магматических пород (офиолитов) в эвгеосинклинальной зоне Динарид (так называемые «зеленокаменные пояса») [148].

а — эвгеосинклинальная зона с офиолитами и прилегающими к ним диабаз-радиоляритовыми зонами (юра); *б* — массивы офиолитов (инициальный магматизм); *в* — складчатый фундамент (варисцийский или более древний: *А* — Македонский, *Б* — Фессалийский, *В* — Аттико-Кикладский массивы); *г* — миогеосинклинальная зона с молассовыми образованиями (*I* — Паннонская тыловая впадина, II — Эллинская внутренняя впадина); *д* — офиолитовый пояс эллинид, цифрами (*1—15*) обозначены массивы офиолитов.

нально-метаморфическому преобразованию пород коры вплоть до образования анатектических расплавов. Происходят обширные интрузии кислых пород — гранодиоритов и гранитов (синорогенный и позднеорогенный магматизм) с интенсивным контактовым метаморфизмом. Осадочные отложения возникают лишь эпизодически (флиш, начальные молассовые образования).

в. Субсеквентная стадия (поздняя стадия по В. Смирнову) знаменует начавшийся на постскладчатом этапе переход подвижного складчатого пояса к фазе консолидации. На внешних краях (передовых прогибах) преобладают образования молассовых трогов, так же как отчасти и между складчатыми цепями (внутренние и тыловые впадины, межгорные впадины). Характерен обширный магматизм — от кислого до среднего (так называемые «малые интрузии» субсеквентного магматизма); проявляется локальный контактовый метаморфизм.

г. Стадия консолидации (конечная стадия по Ю. Билибину) является заключительным переходом к консолидированной платформе. Получают широкое распространение процессы выветривания и локальное накопление континентальных (озерных) осадочных образований. Преобладает германотипная разрывная тектоника. С разрывными структурами частично связан основной магматизм (финальный магматизм по Г. Штилле). Разграничение стадии консолидации от примыкающей к ней платформенной стадии не всегда может быть произведено однозначно.

Минерагеническое значение отдельных структурных элементов геосинклинальной (орогенной) области оценивается (с учетом данных С. Лехельта, 1975) следующим образом.

Эвгеосинклиналь в минерагеническом отношении характеризуется прежде всего подкоровым (симатическим) инициальным магматизмом ранней стадии, представленным как эффузивной ветвью (диабаз-спилит-кератофировые формации с подводно-эксгаляционными месторождениями), так и интрузивной (ультрабазит-базитовые формации с магматическими месторождениями). В связи с краевыми глубинными нарушениями возникают магматические породы основного состава с сопутствующими месторождениями в форме протяженных поясов (например, зеленокаменные пояса Урала и Динарид, рис. 2.5). В дальнейшем значительные концентрации вещества образовывались в пелагических фациях (формации черных и кремнистых сланцев).

Миогеосинклиналь — область преимущественно кислого палингенного магматизма. Вследствие этого может происходить концентрация вещества, выносимого из ассимилируемых и палингенезированных пород. Возможна также экстракция элементов из окружающих пород в ходе процессов метаморфизма. В терригенных фациях (конгломерат-песчаниковые формации) может происходить экзогенная концентрация вещества.

Геоантиклинали [у авторов «антиклинали» (Antiklinalen). — *Перев.*] располагаются большей частью в виде нескольких протяженных полос и имеют особое минерагеническое значение. Они часто прорваны внедрениями интенсивного магматизма, имеющими состав от кислого до среднего, отчасти сопровождае-

мыми месторождениями литофильных и халькофильных элементов. В краевых геоантиклиналях помимо позднеорогенной интрузивной деятельности приобретают также особое значение вулканические и субвулканические образования субсеквентного магматизма. Это тектономагматическое многообразие создает благоприятные условия для образования различных типов магматогенных месторождений (грейзеновых, метасоматических и жильных). Самые древние из интрагеоантиклиналей [у авторов «интраантиклиналей» (Intraantiklinalen).— *Перев.*], так называемые «островные дуги», связаны с крупными глубинными нарушениями, сопровождаемыми ярко выраженным эффузивным и интрузивным магматизмом с составом от основного до среднего. По сравнению с краевыми геоантиклиналями они имеют иной металлогенический характер (концентрация халькофильных элементов, особенно меди; медно-порфировые месторождения). Дополнительным магмо- и рудоконтролирующим элементом служат внутренние поперечные седловины.

Предгорные прогибы образуются в конце орогенной стадии, вплоть до субсеквентной, и располагаются между воздымающейся складчатой областью и ранее образовавшейся платформой. Иногда они переходят в платформенные краевые прогибы. Эти молассовые прогибы, заполненные мощными преимущественно терригенными осадочными толщами, имеют важное минерагеническое значение (осадочные и инфильтрационные месторождения в красноцветных отложениях, накопления солей, породы — коллекторы нефти). *Межгорные прогибы*, образующиеся преимущественно на переходе от субсеквентной стадии к стадии консолидации, возникают большей частью вдоль глубинных нарушений и точно так же выполнены молассами. В отношении минерагении они имеют большое значение благодаря многообразию их формаций и благоприятной позиции по отношению к геологическому окружению (россыпи, инфильтрационные месторождения меди и урана, залежи углей, вулканиты и пирокластические породы).

Срединные массивы представляют собой более древние, консолидированные структурные элементы различного порядка, окруженные цепями складок. Они обнаруживают тенденцию к расчленению глыбовыми движениями, причем разграничивающие поверхности часто отмечены линеаментами или глубинными нарушениями. Срединные массивы, в соответствии с их возрастом, могут заключать месторождения, образованные в более ранние геосинклинальные циклы. Благодаря тектонической активизации происходит образование дополнительных концентраций вещества трещинного происхождения. Внутренние глыбовые движения могут обусловливать заложение впадин, аналогичных межгорным прогибам.

Купольные и кольцевые структуры появляются прежде всего в субсеквентную стадию консолидации. С купольными структурами связаны анатексис, а также интрузивный и эффузивный магматизм. Купола с проявлением процессов анатексиса нередко обладают отрицательной минерагенической характеристикой. В отношении кольцевых структур речь идет большей частью о вулканических кальдерах обрушения, связанных с кислым и средним магматизмом. Важными в минерагеническом отношении являются так называемые эруптивные брекчии, когда вокруг интрузивного тела развиваются кольцеобразные системы трещин, создающие хорошие предпосылки для различной минерализации.

Системы разрывных нарушений могут проявляться в качестве глубинных, региональных и локальных нарушений (как растяжения, так и сжатия) во всех вышеупомянутых структурных элементах и выполнять в них важные в минерагеническом отношении функции, особенно магмо- и рудоконтролирующие. Часто в связи с разрывными нарушениями образуется свободное пространство, в котором происходит рудообразование (жильные месторождения).

Отраженные структуры интенсивно проявляются прежде всего в субсеквентную стадию и стадию консолидации. Благодаря более молодой тектонической активизации более древние структуры отражаются в перекрывающем структурном этаже. Особенно благоприятны для этого плоскостные структурные элементы (многократные подвижки с приоткрыванием трещин). В минерагеническом отношении подобные структуры предопределяют несколько циклов минерализации, включая обусловленные ими процессы переработки и переотложения.

2.1.1.2. Платформенные области. Платформенные области подразделяют по геотектоническим признакам на континентальные платформы и древние щиты (древние кратоны), а также океанические платформы (талассократоны). Континентальные и океанические платформы обладают различной по составу и мощности корой, однако характеризуются большим сходством структур тектонической активизации и возникающего при этом магматизма. Оба типа платформ всегда обнаруживают признаки активизации, или декратонизации [79]. Для континентальных платформ в противовес альпинотипному стилю строения геосинклиналей характерны, в частности, широко проявленные эпейрогенические движения земной коры, а также более узкие движения тафрогенеза и глыбовой тектоники, создающие германотипный стиль строения. В структурах с длительным погружением местами развиваются осадки значительной мощности, причем их слои залегают горизонтально или с пологим наклоном. Дисло-

кации с крутым залеганием всегда связаны с разломами, флексурами или диапирами (структуры отражения и унаследованные структуры).

В основном *структурном плане* платформы различают два частных комплекса, обладающих собственной минерагенической характеристикой.

Фундамент платформы слагает подстилающий, большей частью метаморфический, структурный этаж; его развитие не являлось платформенным в собственном смысле. Фундамент континентальных платформ обладает сиалическим составом океанический фундамент — преимущественно симатическим. На континентальных платформах он представляет собой большей частью более древний геосинклинальный структурный этаж со своими минерагеническими эпохами. Структуры фундамента платформы и концентрации вещества могут быть вновь проявлены впоследствии в вышележащих структурных этажах.

Платформенный чехол слагает собственно платформенный структурный этаж и состоит преимущественно из мощных, но слабо деформированных осадочных отложений, а местами также из эффузивных и интрузивных магматических серий. Выделяются четыре стадии развития: трансгрессивная (с терригенными и карбонатными формациями), затопления (терригенно-карбонатные формации), регрессивная (карбонатно-терригенные, эвапоритовые формации) и воздымания суши (терригенно-аллювиальные, каустобиолитовые, магматические формации).

Платформенный магматизм, связанный с областями тектонической активизации, имеет преимущественно подкоровое происхождение (основные и ультраосновные — щелочные формации). Кислые гранитные породы, включая продукты их дифференциации, для платформенных областей нетипичны. В. Смирнов [106] различает в развитии платформ три рудоносных комплекса магматических пород:

трапповые породы (в областях прогибов) с собственно магматическими (Ni—Fe—Cu—Pt) и гидротермальными (Fe) месторождениями;

щелочные породы (в областях поднятий) с карбонатитами и альбититами, а также редкими металлами;

кимберлиты (в пограничных районах между областями поднятий и прогибов) с месторождениями алмазов.

Историческое развитие платформенных областей в противоположность циклическому развитию геосинклиналей протекает *направленно* (четыре этапа развития: архейский, протерозойский, палеозойский, мезозойско-кайнозойский). Каждый этап платформенного развития характеризуется своими литофациальными, магматическими и минерагеническими особенностями. Платформенный режим, таким образом, не связан с каким-то определенным периодом геологического развития.

Своеобразный характер имеют «древние» платформы или древние щиты (архейско-протерозойский этап развития). Это древнейшие части современных Русской (Восточно-Европейской), Сибирской, Китайской, Индийской, Африканской, Северо-Американской (Лаврентьевской), Южно-Американской, Австралийской и Антарктической платформ (рис. 2.1). Древние платформы в течение длительных геологических эпох или даже постоянно со времени их консолидации являются областями преимущественного выветривания и денудации. Более молодые части платформ, большей частью в ходе геосинклинального (орогенного) развития, причленяются к древним ядрам.

Минерагеническое значение структурных элементов платформенных областей оценивается (с учетом данных С. Лехельта [273]) следующим образом:

Синеклизы представляют собой области продолжительного прогибания (парагеосинклинали в собственном смысле) с мощными осадочными сериями. В противоположность протяженным ортогеосинклиналям с их тенденцией к перемещению по горизонтали синеклизы, большей частью овальные, являются неподвижными и испытывают лишь вертикальные поднятия и погружения. В терригенных и мелководных морских (от песчаных до глинистых черноморского типа) осадочных формациях могут присутствовать различные осадочные месторождения (россыпные образования, концентрации цветных металлов в породах красноцветного типа, а также циклы серы[1], месторождения углеводородов, известняки, глины, хемогенные осадки), включая угленосные формации стадии воздымания (например, в Московской и Тунгусской синеклизах). В областях крупных разломов часто широко проявлен симатический (толеит-базальтовый) магматизм в виде континентальной трапповой формации или океанической толеитовой формации с более молодой оливин-базальтовой ассоциацией [79]. Его структурными формами являются трещинные излияния, покровы, вулканы и расслоенные интрузии отчасти с проявлением ликвационной дифференциации (с ними связаны месторождения магматического и внутрикорового типов).

Антеклизы — длительно развивавшиеся сводовые поднятия, для которых характерны сокращенные мощности или выпадение осадочных серий в области свода (отчетливая картина гравитационных и магматических аномалий, повышенный тепловой поток). Их ядерные части нередко представлены древними щитами. Симатический магматизм, связанный здесь также с круп-

[1] *Согласно Г. Шнейдерхёну [20], S-Kreislauf-Typ — осадочные месторождения, образованные при участии бактерий в донных осадках бассейнов типа Черного моря.— Прим. перев.*

ными разрывными структурами, отличается более высокой степенью дифференциации и повышенной щелочностью (формация оливиновых базальтов; кольцевые интрузии формации щелочных ультрабазитов с месторождениями редкометальных карбонатитов и кимберлитов). Нередко отмечаются переходы к купольным и горстовым структурам.

Платформенные краевые прогибы развиваются большей частью из *периклиналей* (переходная зона к геосинклинальным площадям, отчасти с молассами переходных прогибов) в результате их дальнейшего опускания, и при более интенсивном углублении, обусловленном краевыми разломами, могут переходить в грабеноподобные *авлакогены.* Для краевых прогибов характерны максимальные мощности осадочных толщ (до 12 км). Они имеют большое минерагеническое значение (медистые песчаники и сланцы, залежи углеводородов, солей и серы). В пределах авлакогенов, ограниченных разломами, проявлен также интенсивный основной — эффузивный и интрузивный — магматизм (трапповые ассоциации, отчасти с повышенной щелочностью) с соответствующими рудными образованиями. Авлакогены со своей стороны обнаруживают аналогию с рифтовыми структурами.

Горстовые образования ограничены глубинными разломами («трансблоки»), часто контролирующими магматические (от кислых до основных) продукты. В результате воздымания нередко оказывается вскрытым фундамент платформы с его древними месторождениями. С развитием глубинных нарушений, ограничивающих платформу, могут быть связаны более молодые рудные месторождения.

Зоны грабенов и рифтовые зоны представляют собой участки растяжения вдоль планетарных глубинных разломов (линеаментов). Растяжение компенсируется образованием грабенов (тафрогенезом).

Тафрогенез представляет собой не только образование грабенов в собственном смысле, но и раздвигание систем блоков, вызванное планетарным разрастанием коры [421]. Следствием подобной тафрогенной кинематики является подкоровый магматический диапиризм со вздутием земной коры и образованием зон сводового обрушения в грабенах (например, грабен долины Верхнего Рейна, система восточноафриканских грабенов, рис. 2.6). Вдоль расколов, достигающих больших глубин, происходит образование промежуточных магматических очагов (мантия — нижняя кора, нижняя — верхняя кора), а также минерализация, связанная с процессами дифференциации (Ca, F, Fe, редкие металлы).

Особое значение приобретают континентально-морские рифты (Калифорния, Красное море), пересекающие как континенталь-

ные, так и океанические платформы; с ними связаны минерализованные растворы. Эти структуры принадлежат к планетарным рифтовым системам и, следовательно, к особой геотектонической системе (см. разд. 2.1.1.3).

Купольные и кольцевые структуры часто образуют ядерные зоны антеклиз. Они истолковываются частично как структуры автономной тектонической активизации [126], тем более что бывают проявлены одновременно как в геосинклинальных (орогенных) областях, так и на платформах. С глубинными разломами

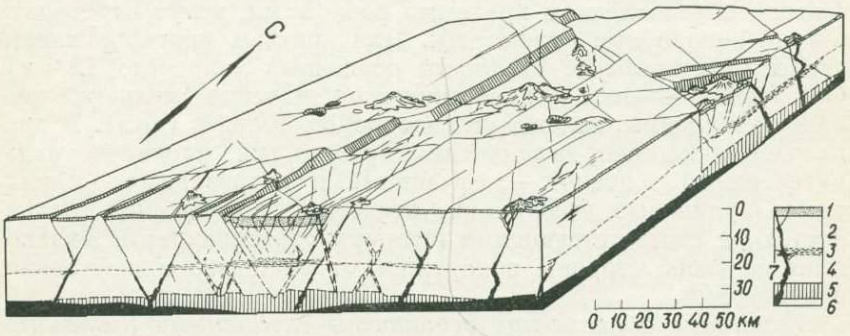


Рис. 2.6. Схематический разрез через континентальную рифтовую зону — грабен области Верхнего Рейна [421].

Континентальная рифтовая зона трещинного типа с приподнятым крылом, в понимании Е. Милановского [302], или зона сводообразного поднятия с грабеном растяжения. *1* — породы чехла; *2* — верхняя кора; *3* — зона более низких скоростей распространения сейсмических волн; *4* — нижняя кора; *5* — «рифтовая подушка» (Riftkissen); *6* — верхняя мантия; *7* — трещинные тела интрузивных и вулканических пород платформенного типа.

на купольных структурах часто связан интенсивный подкоровый интрузивный и эффузивный магматизм (кольцевые комплексы формации ультраосновных — щелочных пород). Среди прочих рудных образований с купольными структурами (uplifts) можно связывать на основании их регионального распределения телетермально-стратиформные месторождения (например, флюорит-свинцово-цинковые типа Миссисипи на Северо-Американской платформе).

Линеаменты (регмагенез). Линеаменты — древние, заложенные в докембрии ослабленные зоны земной коры, которые в периоды тектонических фаз из фундамента вновь и вновь прорисовывались в более молодом осадочном чехле, пересекая различные геотектонические области. Они могут являться структурами растяжения или сжатия. В соответствии с этим с линеаментами связывают как грабены и рифтовые структуры, так и массивы выжимания или срединные массивы [125]. Их влияние на минерагению значительно; оно заключается, во-первых, в создании

рудоконтролирующих частных структур (грабенов со специфическими магматизмом и осадконакоплением, срединных массивов и др.) и, во-вторых, в выполнении собственно рудовмещающей функции (Cu, Pb, Zn, Ba и др.). Аналогами линеаментов являются также *глубинные разломы* или *глубинные нарушения* очень глубокого (подкорового) заложения и сходного минерагенического значения. В отличие от линеаментов они, однако, не пересекают границ крупных геотектонических подразделений.

Германотипная глыбовая тектоника характеризуется интенсивным расчленением платформенного чехла на глыбы, связанным преимущественно с вертикальными относительными перемещениями, причинами которых считают подкоровые течения [431] (воздымание глыб, сложенных осадочными толщами, погружение глыб с проявлением анатексиса и магматического диапиризма), а также телекинетическую активизацию (от смежных геосинклинальных областей). При этом не всегда возможно строго разграничить германотипную тектонику и тафрогенную. Зоны разломов могут даже значительно проектироваться из фундамента платформы вверх, в платформенный чехол (структуры отражения или унаследованные структуры), причем обновленные нарушения в верхней части коры многократно видоизменяются (стадия флексур и сбросов, стадия взбросов и надвигов, рис. 2.7). Расширение и сжатие вблизи разломов являются, таким образом, вторичными проявлениями вертикальной глыбовой тектоники. Помимо вертикальных относительных перемещений происходит также вращение глыб во взаимно противоположном направлении. Минерагеническое значение глыбовой тектоники велико. Структуры расширения, связанные с тафрогенной тектоникой, часто являются магмоконтролирующими. Сами разрывы и прежде всего участки их пересечения служат преимущественно в качестве путей подъема растворов и осаждения минералов (жильные месторождения F, Ba, Ca, Cu, Pb и др., рис. 2.8).

Глыбовой тектоникой могут, наконец, быть вызваны широко проявленные даже в пределах слоистого платформенного чехла явления автономной тектонической активизации. Примером этого могут служить *соляные дислокации*. Пластичные соляные отложения побуждаются тектоническими импульсами снизу. Соляной диапиризм, приведенный в действие дифференциальным распределением плотности по вертикали, протекает в основном самостоятельно по отношению к неподвижным осадочным слоям. В зонах сводообразного воздымания соляная тектоника приводит к образованию вторичных форм растяжения и сжатия. Минерагеническое значение соляных диапиров имеет вследствие этого различный характер: в одних случаях они сами могут являться телами полезного ископаемого, в других — их кровля

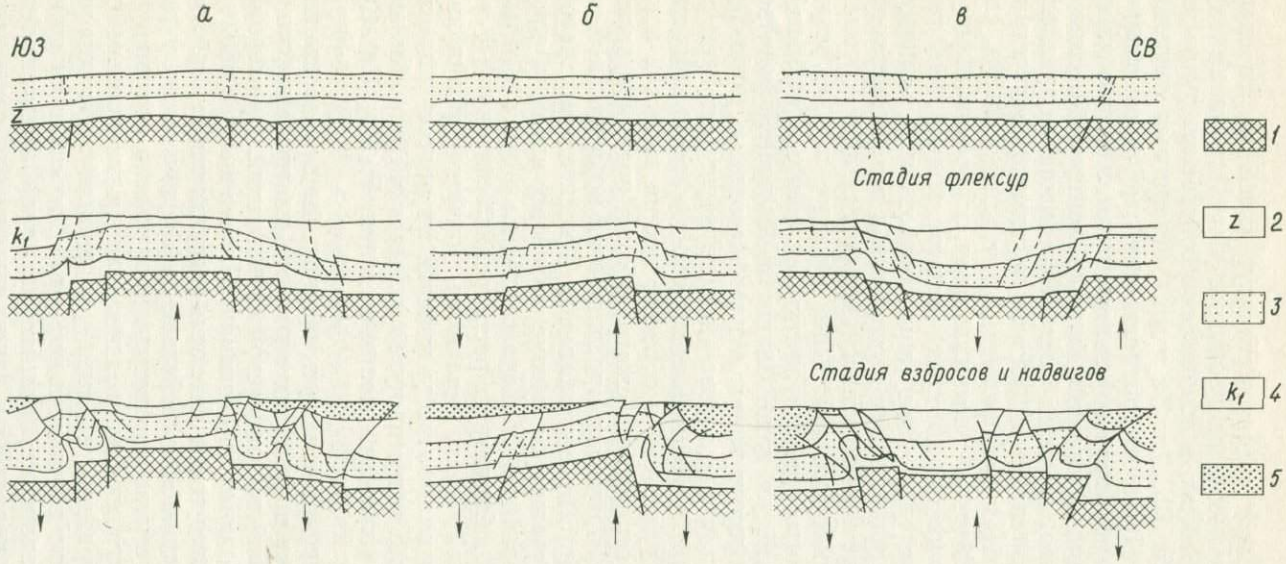


Рис. 2.7. Схематическое изображение последовательности развития движений германотипной глыбовой тектоники (на примере платформенного структурного этажа средней Европы) [421].

Вертикальные перемещения удлиненных глыб, ориентированных преимущественно в направлении ЗСЗ—ВЮВ при их усиливающемся воздымании приводят: в эпоху поздней юры — раннего мела к образованию в перекрывающих породах форм растяжения (стадия флексур и *сбросов)*; в позднемеловую — третичную эпоху — к структурам сжатия (стадия взбросов и надвигов).

а — горстообразное поднятие глыб; *б* — шарнирное вращение глыб; *в* — грабенообразное погружение и обращенное поднятие; *1* — складчатый фундамент; *2* — верхняя пермь; *3* — триас, нижняя и средняя юра; *4* — нижний мел; *5* — верхний мел.

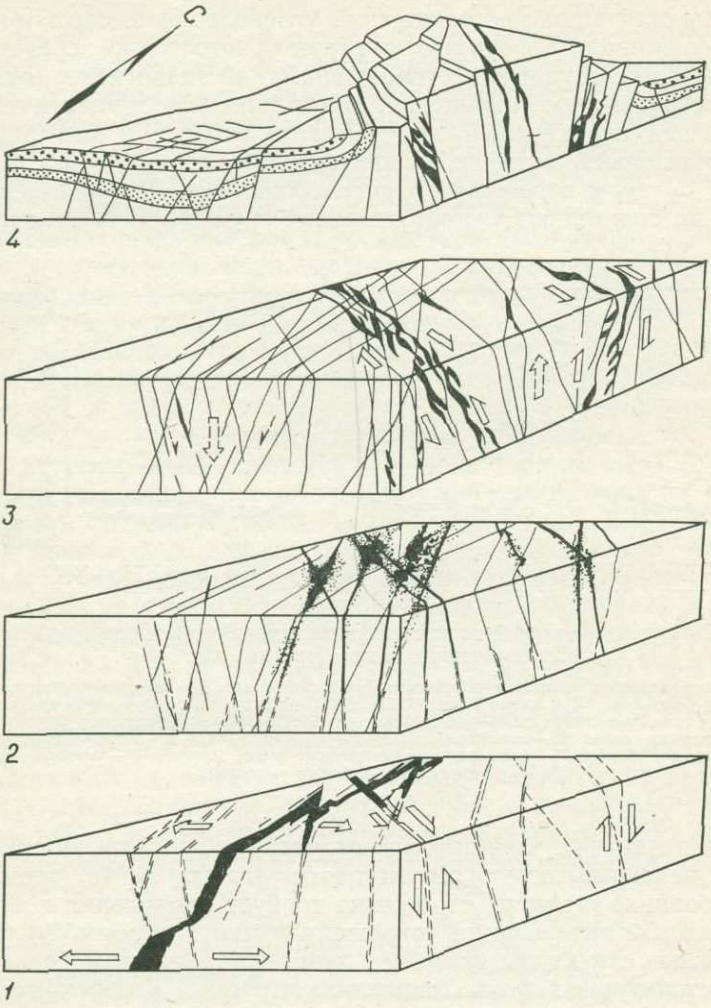


Рис. 2.8. Схематическое изображение минерагенического значения германотипных разрывных структур (в мезозое средней Европы) [160].

1 — структуры, контролирующие размещение магматических пород (разрывы растяжения, ориентированные в направлении ССВ—ЮЮЗ); *2* — структуры, контролирующие подъем и распределение растворов (участки пересечения разрывов (ССВ—ЮЮЗ)-простирания разрывами (ССЗ—ЮЮВ)- и (СЗ—ЮВ)-простирания); *3, 4* — структуры, контролирующие осаждение минералов — разрывы (СЗ—ЮВ)-простирания и подчиненные им оперяющие образования.

и краевые участки образуют благоприятные структурные зоны для локализации месторождений углеводородов, серы, а также (в условиях платформенного структурного этажа средней Европы) железорудных месторождений типа Зальцгиттер (рис. 2.9). Далее разрывные нарушения, входящие снизу в пластичный соленосный структурный этаж, выклиниваются в его пределах (отрицательное влияние на минерагению).

Структуры отражения и унаследованные структуры сами по себе не составляют самостоятельной группы, но являются фор-

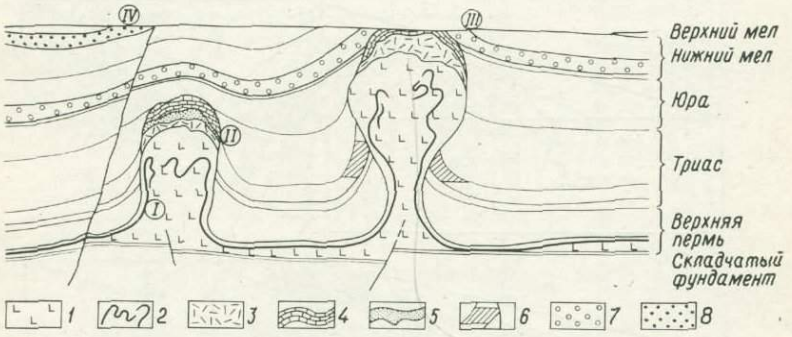


Рис. 2.9. Влияние соляной тектоники на образование месторождений в породах платформенного чехла (частные примеры).

I — месторождения калийных солей штасфуртского типа; *II* — месторождения серы типа Салфер-Солт-Дом (Луизиана, Техас, США); *III* — месторождения брекчиевидных железных руд типа Зальцгиттер; *IV* — месторождения брекчиевидных железных руд типа Ленгеде. *1* — каменная соль; *2* — калийная соль; *3* — ангидрит-гипс; *4* — остаточный известняк; *5* — сера; *6* — нефть; *7* — брекчиевидная железная руда, готерив; *8* — брекчиевидная железная руда, коньяк — сантон.

мами развития более древних структур в пределах более молодого перекрывающего структурного этажа. В то время как образование структур отражения требует проявления новой тектонической активизации (отраженной или автономной), унаследованные структуры являются лишь отображением более древних структурных форм (синеклиз, антеклиз) в перекрывающем этаже (в результате изменений фаций и мощностей, изгибов пластов и т. д.). Для платформенного чехла эти последующие структуры очень важны в минерагеническом отношении (отражение разрывов как путей миграции и полостей осаждения более молодой минерализации; унаследованное перемещение зон погружений и грабенов как мест образования осадочных месторождений).

Минерагеническое значение различных групп тектонических структур представлено в обобщенном виде на табл. 2.1.

2.1.1.3. Новая глобальная тектоника и минерагения. Представления новой глобальной тектоники развивались на основе результатов новейших геофизических и геолого-геохимических исследований океанов, и в особенности открытия глобальных систем срединно-океанических хребтов (георифтогеналей). Оказалось, что и эти хребты, и океаническая кора являются относительно молодыми геологическими образованиями (150—200 млн. лет). Это привело к возникновению теории, согласно которой в срединно-океанических рифтовых зонах образуется, путем поступления материала из глубины (из верхней мантии), новая океаническая кора, которая непрерывно отодвигается в обе стороны, симметрично по отношению к оси хребта, что приводит таким образом к раздвиганию дна океана. В связи с этим последовало дальнейшее развитие теории дрейфа континентов А. Вегенера, превратившейся в теорию тектоники плит. Последняя исходит из того, что земная кора (литосфера) состоит из крупных жестких глыб (плит, платформенных областей), перемещающихся относительно друг друга [187, 232, 188 и др.]. В настоящее время земная кора расчленена на шесть крупных и несколько более мелких плит (рис. 2.10). Плиты имеют мощность до 100 км («литосфера»=земная кора+самая верхняя часть мантии) и состоят как из областей континентальных, так и из частей океанических платформ. «Литосферные» плиты залегают на «астеносфере» (=верхняя мантия) [1] и перемещаются по ней. В то время как «литосфера» является относительно жесткой, «астеносфера» пребывает в состоянии, близком к плавлению, и вследствие этого обладает пластичностью (граничная зона=раздел Мохоровичича). Благодаря перемещению плит в их краевых частях возникают сейсмически активные зоны (землетрясения) и — в соответствии с направлениями перемещений — различные геотектонические процессы. На основании этого можно различать три различных типа границ плит:

две плиты дрейфуют друг от друга; в области оси *спрединга* (георифтогеналь; может быть образована океаническим хребтом или континентальной рифтовой зоной) господствует тектоника с раскалыванием и новообразованием коры (зона расхождения с *продуктивными*, или растущими, краями плит);

две плиты движутся друг на друга; при этом одна плита поддвигается под смежную и образуется зона *субдукции* с тектоникой сжатия и поглощения коры (зона схождения с *деструктивными*, или разрушающими, краями плит); для нее характерны наклонные сейсмические зоны (зоны Беньофа), проникающие далеко вниз в верхнюю мантию (примерами могут являться глубоководные желоба, связывающие островные дуги и орогены по краям Тихого океана);

---

[1] Астеносфера является *частью* верхней мантии.— *Прим. перев.*

Таблица 2.1

Минерагеническое значение важнейших типов тектонических структур

Тип тектонической структуры	Литолого-петрологическая характеристика	Типы месторождений	
		структурные	вещественные
А. Геосинклинальная (орогенная) область			
1. Эвгеосинклиналь	Пелагические формации	Стратиформные, вкрапленные	Mn, цветные металлы, S, U, V, Mo; углеводороды
	Флишевая формация	Стратиформные, вкрапленные, внутрикоровые	Строительные материалы Fe, Mn, цветные металлы
	Диабаз-кератофир-андезитовые формации	Магматические, вкрапленные	Cr—Pt, Ni—Cu, Ti—Fe
	Ультрабазит-базитовые формации		
2. Миогеосинклиналь	Неритовые формации Молассовая формация	Стратиформные, инфильтрационно-вкрапленные	Pb, Zn, S, U; углеводороды Cu, полиметаллы и благородные металлы, U, V, хемогенные осадки; угли
	Гранодиорит-гранитные формации	Внутрикоровые	Цветные, благородные и редкие металлы Нерудное минеральное сырье
3. Геоантиклиналь	Гранодиорит-гранитная формация	Внутрикоровые	Цветные, благородные и редкие металлы (в особенности Sn, Cu, Mo, редкие элементы)
	Андезит-дацитовые формации (малые интрузии)		
4. Предгорный прогиб	Молассовая формация	Стратиформные, инфильтрационно-вкрапленные («красноцветные»)	Россыпи, цветные и благородные металлы, U, V; хемогенные осадки; углеводороды, угли
5. Срединный массив	Отчасти аналогичен геоантиклинали; проявляется влияние глубинных разломов и связанного с ними магматизма		
6. Купольные и кольцевые структуры	*Гранодиоритовые формации*	*В основном стерильны*	
	Андезит-дацитовые формации	Внутрикоровые	Цветные, благородные и редкие металлы
Б. Платформенная область			
1. Синеклиза	Терригенные формации Глинисто-карбонатные формации	Стратиформные, инфильтрационно-вкрапленные	Россыпи; цветные металлы, U, V, S; Fe, Mn, P; углеводороды, угли
	Соленосные формации		Ангидрит, каменные и калийные соли
	Трапповая формация (интрузивная и эффузивная)	Магматические, внутрикоровые	Cr—Pt, Ni—Cu, Ti—Fe; F—Ba, цветные металлы
2. Антеклиза	Формации выветривания	Стратиформные, вкрапленные	Россыпи; Al, Fe, Si, Mg, P
	Формации ультраосновных—щелочных пород	Внутрикоровые	Апатит, нефелин, карбонатиты; Ti, Nb, Ta, редкие элементы, цветные металлы; F—Ba; алмазы
3. Платформенный краевой прогиб, периклинальная зона, авлакоген	Молассовая формация Карбонатная формация	Стратиформные, инфильтрационно-вкрапленные	Россыпи, цветные металлы, U, V; Fe, Mn, P; углеводороды, угли
	Соленосная формация		Хемогенные осадки, S
	Трапповая формация	Магматические, внутрикоровые	Ni—Cu, Ti, F—Ba, цветные металлы
4. Горстовые образования, трансблоки	Отчасти аналогичны антеклизе; проявляется влияние глубинных разломов и связанного с ними магматизма		
5. Зона грабенов	Отчасти аналогична краевому прогибу и авлакогену; дополнительно проявлены:		
	формации ультраосновных—щелочных пород	внутрикоровые	карбонатиты, редкие и цветные металлы
6. Купольные и кольцевые структуры	Отчасти аналогичны антеклизе; сильнее проявлено влияние процессов магматизма		
7. Линеамент, глубинный разлом	Ультрабазит-базит-щелочные формации	Образования, связанные с инициальным или платформенным магматизмом	

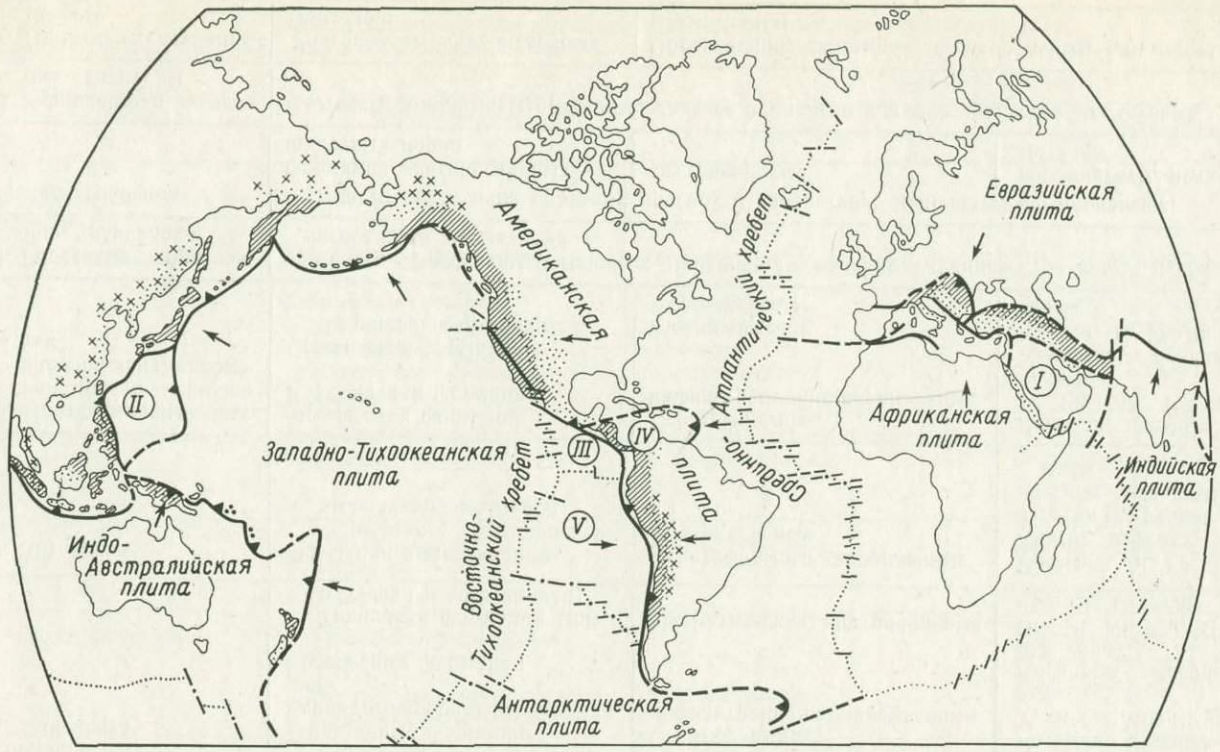


Рис. 2.10. Литосферные плиты с различными типами краевых зон и кайнозойские минерагенические провинции [222].

I — Аравийская плита; *II* — Филиппинская плита; *III* — плита Кокос; *IV* — Карибская плита; *V* — Восточно-Тихоокеанская плита; *1* — зоны спрединга; *2* — зоны субдукции (с указанием направления их падения); *3* — трансформные разломы; *4* — краевые зоны неясного характера; *5* — направление относительного перемещения плит. *Минерагенические зоны: 6* — с преобладанием Cu; *7* — с преобладанием Pb; *8* — с преобладанием Sn—W.

две плиты проскальзывают друг по другу без новообразования или поглощения одной из плит (поперечные разломы с *трансформными*, или консервативными, краями плит, например океанические поперечные разломы, разлом Андреас между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами).

Геотектоническая концепция, называемая новой глобальной тектоникой, является первой геодинамической концепцией, основанной не только на сведениях о континентах и преимущественно «вертикальном образе мышления», но и на результатах обширных исследований на океанских просторах (развитие «горизонтального мышления»).

Эта теория позволяет рассматривать минерагенические процессы *отчасти в ином аспекте. Из нее вытекают новые точки* зрения, и прежде всего:

в отношении оконтуривания и размещения минерагенических провинций, отнесенных к современному положению плит;

в отношении установления новых генетических моделей;

при анализе размещения более древних месторождений относительно положения и свойств краевых частей прежних плит [1].

А. Для истолкования минерагенических процессов в рамках новой глобальной тектоники существенным является их *циклическое развитие* (рис. 2.11 и табл. 2.2).

1. Предварительная стадия (рифтовый тип) представляет формирование континентальной рифтовой системы с грабеном (например, грабены Восточной Африки, Байкальский рифт, грабен Рейнской долины). *Характерен магматизм основного состава* (формация ультраосновных — щелочных пород) и месторождения карбонатитового типа.

2. В течение *молодой стадии* (тип Красного моря) обе части континента удаляются друг от друга как самостоятельные плиты, и внутри расширяющейся зоны грабена происходит формирование новой океанической коры (продуктивные края плит). Типичным примером является расширяющаяся зона грабена Красного моря с его металлоносными горячими рассолами.

3. В зрелую стадию (атлантический тип) *океанская кора* еще более разрастается благодаря растеканию океанского дна. В то время как зона спрединга (Срединно-Атлантический хребет) охватывает две продуктивные границы плит (с основным магматизмом и концентрацией ряда элементов), континентальные окраины остаются тектонически пассивными (область шельфа, материковый склон, например восточное побережье Американского континента, *западное побережье Африки, южное побережье*

[1] Приложением новой глобальной тектоники к металлогении (минерагении) занимались прежде всего В. Петрашек [323, 324], П. Гилд [222, 223, 224], Р. Силлитое [368, 369], Л. Зоненшайн [376], В. Смирнов [109], Б. Богданов (1974), С. Янкович (1974), Е. Радкевич [94] и другие исследователи.

Таблица 2.2

Фазы развития тектоники плит и их минерагеническое значение

Стадия	Тип краевой зоны	Тип тектонической структуры	Осадконакопление	Магматизм		Типы месторождений
				экструзивный	интрузивный	
1. Предварительная стадия (рифт)	Продуктивный	Континентальная рифтовая зона (грабен)	Терригенное	Трапповая формация (отчасти)	Ультраосновная щелочная формация	Карбонатиты, редкие металлы, редкие земли; F—Ba—Sr, Cu
2. Молодая стадия (Красное море)	Продуктивный	Континентально-океаническая рифтовая зона (протяженная зона грабенов)	Терригенное, пелагическое	Трапповая формация	Ультраосновная щелочная формация	Горячие рассолы (хемогенные осадки) с Fe, Mn, Cu, Pb—Zn, Ba (окисные, карбонатно-силикатные, сульфидные)
3. Зрелая стадия (Атлантика)	Продуктивный	Срединно-океанический хребет	Пелагическое (терригенное)	Толеитовые эффузивы	Ультрабазиты, базиты	Fe—Mn, Cu, Pb, Zn; магматические Cr, Ni—Cu—Pt, Fe—Ti—V [1]
		Пассивный материковый склон (шельф), краевые прогибы	Терригенное, неритовое, паралическое, хемогенное	Отсутствует		Морские россыпи, Ti, Zr, Fe_3O_4 и др.; P
4. Стадия поглощения (Тихий океан)	Продуктивный	Срединно-океанический хребет	Пелагическое (терригенное)	Толеитовые эффузивы	Ультрабазиты, базиты	Fe—Mn, Cu, Pb, Zn; Cr, Ni, Pt [1]
	Деструктивный	Зона субдукции	Пелагическое, неритовое, терригенное	Диабаз-спилитовая, андезит-дацитовые формации	Магматические породы основного—среднего и кислого состава	Cr, Ni, Cu
5. Заключительная	Деструктивный	Зона субдукции	(Пелагическое), неритовое, терригенное	Диабаз-спилитовая, андезит-дацитовая формация	Магматические породы основного, среднего и кислого состава	FeS_2—Cu—Zn—Pb, Fe—Mn, Au, Cu—Mo (порфировые), Ag—Pb—Zn, W, Sn, Sb, Hg
6. Замкнутая стадия (Гималаи)	Деструктивный	Орогенная зона	Терригенное	Отсутствует		Красноцветные и инфильтрационные (Cu—Co, U—V), хемогенные осадки

[1] Значение рудообразования преувеличено, в пределах современных срединно-океанических хребтов рудные месторождения не обнаружены.— *Прим. ред.*

Индии и Австралии). Поскольку последние лишены какого-либо магматизма, в их пределах образуются осадочные месторождения (морские россыпи, шельфовые фосфориты, паралическая угленосная формация и в краевых прогибах эвапориты).

4. Стадия поглощения (тихоокеанский тип). Поскольку размеры поверхности Земли остаются в основном неизменными, разрастание плит на продуктивных краях должно компенсиро-

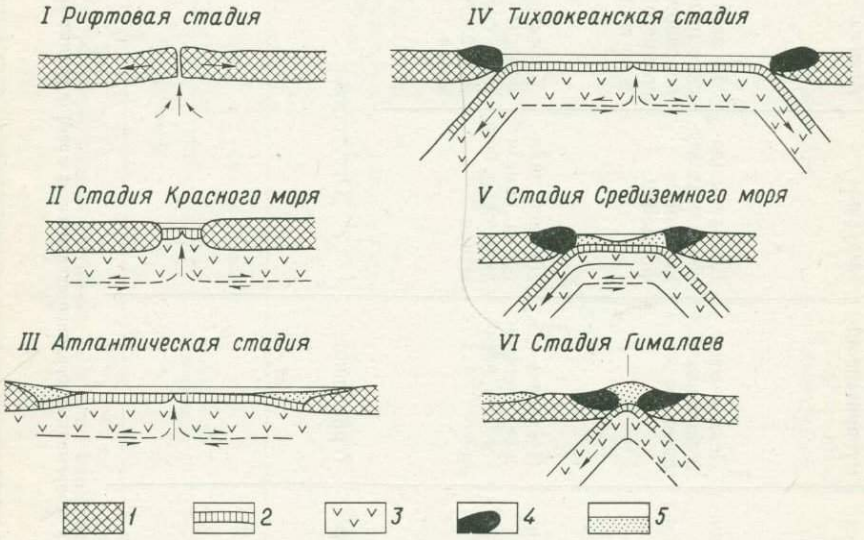


Рис. 2.11. Циклическое развитие тектоники плит [184, 363].

1 — континентальная кора; *2* — океаническая кора; *3* — нижняя литосфера; *4* — магматические образования; *5* — осадочные образования.

ваться их разрушением на других краях плит. Вследствие этого на определенном этапе развития происходит образование зон субдукции. Последние возникают преимущественно на краях континентов, которые представляют собой до некоторой степени ослабленные зоны. Характерно, что в зоне субдукции поглощается лишь океаническая кора. Соприкосновение двух частей континентальных плит приводит к состоянию равновесия; возникает межконтинентальный ороген. В зонах субдукции происходят интенсивные процессы магматизма, основного (ювенильного), среднего (контаминированного) и кислого (палингенного), с довольно широким спектром структурных и минеральных типов месторождений. По особенностям тектонического строения различают две разновидности: тип Анд (например, на западном ограничении Южной и Северной Америки) и тип

островных дуг (например, Курилы, Япония, Филиппины, Индонезия и др.) (рис. 2.10).

5. В заключительную стадию (тип Средиземного моря) активность зоны спрединга и вместе с ней формирование океанической коры затухают. Продолжается лишь субдукция коры вплоть до смыкания краев двух континентов. Осадконакопление, магматизм и образующиеся при этом месторождения в значительной степени соответствуют стадии 4.

6. Замкнутая стадия (тип Гималаев). При столкновении краев двух континентов возникает межконтинентальный ороген, включающий остатки океанической коры; эта стадия характеризуется четко выраженными рубцовыми зонами, или глубинными разломами, которые соответствуют прежним фронтам столкновения (Гималаи с Индийской зоной, краевая часть каледонид Скандинавии, зона Иврea в Западных Альпах, зона Уралтау). Эндогенные месторождения при этом уже не образуются.

Б. Сочетание новой глобальной тектоники с теорией геосинклинального развития является в настоящее время одной из актуальных современных научных проблем, следствия которой особенно важны для региональной минерагении. В свете современных представлений геосинклинали в основном соответствуют сочетанию рифтовых зон с зонами субдукции (рис. 2.12). Ассоциации офиолитовых пород могут рассматриваться при этом как остатки погрузившейся океанической коры (в виде «меланжа» в составе крупных тектонических чешуй) [1], а андезитовые магматические серии — как образования бывших островных дуг.

Океаническая кора образуется в зонах спрединга, в то время как в рифтовых зонах происходит подъем мантийного материала (толеит-базальтовые магмы) и раздвигание «растущих» плит коры. Кора состоит из ультраосновных пород (перидотитов), толеитовых базальтов и морских осадков. В петрохимическом отношении, согласно Л. Дмитриеву и др. [52], рифтовые перидотиты сильнее обогащены SiO_2 и литофильными элементами (в том числе U, Th, Zr, Li, Be), чем перидотиты континентов. Это обогащение обусловлено дифференциацией и процессами перераспределения в ходе дегазации мантии. При этом значительное обогащение рядом элементов может происходить прежде всего на флангах рифтовых зон, т. е. на некотором удалении от центра магматизма в результате подъема высокотемпературных металлоносных растворов (Fe, Cu, Mo, Mn). С магматизмом океанических рифтовых зон недавно стали связывать образование подводно-гидротермальных месторождений кипрского типа (FeS_2, $CuFeS_2$), а также сегрегации Cr, Ni, Pt и т. д. в перидотитах [369, 388]. Представляют интерес в связи с этим результаты исследований советского экспедиционного судна «Академик Курчатов» (1967, 1969) в Индийском океане (хребет Карлсберга) и в области Срединно-Атлантического хребта (Азорские острова). В обеих областях со дна были подняты серпентинизированные перидотиты, а также базальты и долериты, несущие минерализацию пиритом, халькопиритом, касситеритом, апатитом, флюоритом,

[1] Они могут давать информацию о характере и становлении океанической коры и позволяют производить палеодинамический анализ.

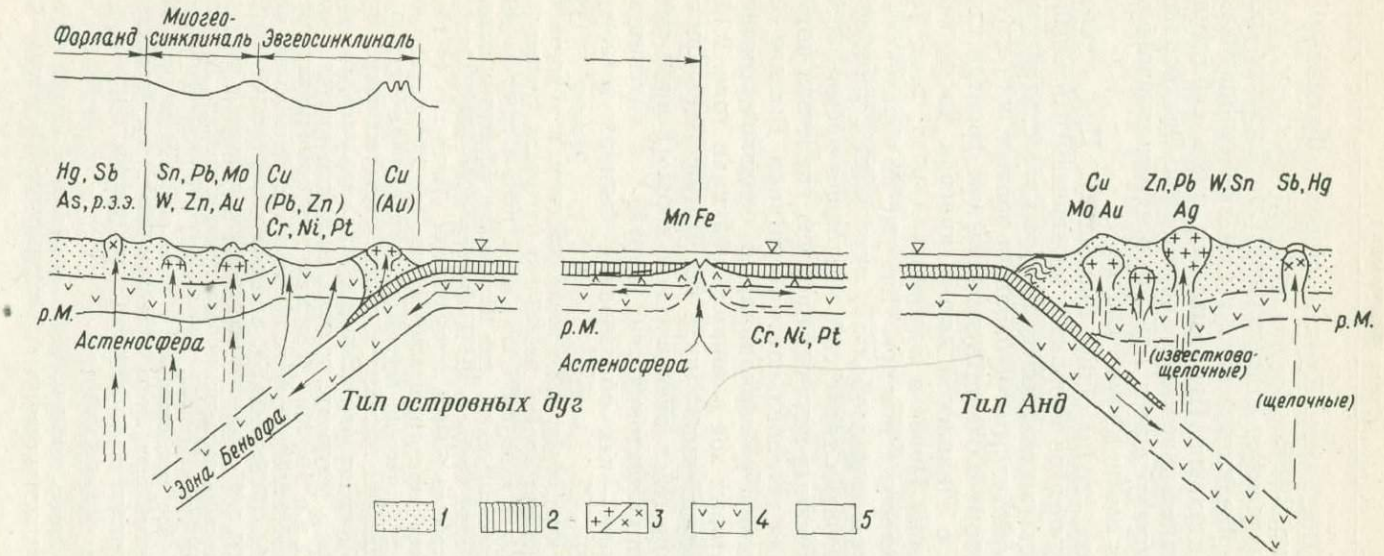


Рис. 2.12. Зоны субдукции и их минерагеническая зональность.

1 — континентальная кора; *2* — океаническая кора; *3* — магматические образования (известково-щелочные, щелочные); *4* — нижняя «литосфера»; *5* — астеносфера; *р. М.* — раздел Мохоровичича.

баритом, а также повышенные содержания Cr, Ni, Co, V, Pb, Zn, Ag и Hg. Перидотиты перекрыты глинистыми осадками, в отдельных горизонтах которых также проявляются повышенные содержания элементов-примесей, что указывает на продолжающееся периодическое поступление рудоносных растворов.

Известково-щелочные андезитовые магматические породы, напротив, представляют собой частично переплавленный и контаминированный при погружении в зону Беньофа материал океанической коры, поднимающийся к поверхности и приводящий к возникновению новой континентальной коры. Таким образом, в зонах субдукции океаническая кора поглощается мантией с одновременным формированием континентальной коры.

Итак, в эвгеосинклинальном развитии можно различить две стадии: начальную, или океаническую, стадию, в ходе которой образуется офиолитовая ассоциация (примерно соответствует зоне спрединга), и зрелую, или андезитовую, стадию, для которой характерно формирование комплексов пород типа островных дуг. Развитие завершается складчатостью, метаморфизмом и гранитным магматизмом.

В процессе геосинклинального (орогенного) развития в верхние части земной коры внедряются крупные объемы магматических масс, для большей части которых доказано (или является весьма вероятным) их мантийное происхождение. При этом эвгеосинклинальные зоны представляют собой области, в которые преимущественно поступают вещество и энергия из верхней мантии (пространство развития океанической коры). В то время как эвгеосинклинали развиваются на океанической коре, миогеосинклинали образуются на фундаменте континентальной коры (рис. 2.12). Зональность, возникающая в ходе развития тектоники плит (в области зон спрединга и субдукции), таким образом, в значительной степени соответствует известной структурно-магматической зональности геосинклинальных (орогенных) областей [93, 376, 62, 109 и др.]. Поэтому геосинклинальные области могут рассматриваться в качестве аналогов систем островные дуги—окраинные моря, другими словами, они являются областями трансформации океанической коры в континентальную (т. е. перехода океанической платформы в континентальную).

Структурно-магматической зональности зоны субдукции, проявленной в направлении погружения зоны Беньофа, соответствует закономерная минерагеническая зональность. При этом существуют определенные вариации между типами островных дуг и андским, обусловленные структурными различиями:

Тип островных дуг

Fe — (Cr, Ni, Pt)	— Cu–Mo (Au)	— Zn, Pb — W, Sn	— Sb, Hg, редкие металлы
(основные)	(базальт-андезитовые)	(известково-щелочные)	(щелочные)

Андский тип

Fe, Mn (Cr, Ni, Pt)	— Cu (Au)	— Pb (Ag) — W — Sn	— Sb, Hg, редкие металлы
(основные)	(андезитовые)	(известково-щелочные)	(щелочные)

В то время как тип островных дуг является областью предпочтительного образования вулканогенно-осадочных месторождений, а внутрикоровые месторождения проявлены здесь лишь в незначительном объеме, в андском типе проявлены преимущественно крупные месторождения порфировых руд.

Отдельные минерагенические зоны возникали в процессе геосинклинального развития не одновременно, а обнаруживают тенденцию развития в пространстве и времени от внутренних частей к внешним (рис. 2.12). Возникающие здесь месторождения порождены частично мантийной магмой (Cr, Ni, Pt, большей частью в офиолитовых глыбах зон субдукции, слагающих чешуи, например альпинотипные месторождения хромитов Балкан и Передней Азии), а частично палингенными и контаминированными магмами континентальной (сиалической) коры. Из океанической коры поступили прежде всего Cu, Mn и Fe. Однако если во впадине островной дуги, обращенной к океану, эти элементы связаны с диабазовыми подушечными лавами (область спрединга), то во впадине, обращенной к континенту, эти элементы встречаются совместно с магматическими породами кератофирового состава (более сильное влияние сиаля), причем одновременно усиливается полиметаллическая минерализация (Pb, Zn). Подобная зональность подтверждается существованием границы между медной и свинцовой зонами в орогенах мезозойско-кайнозойского возраста (Северная и Южная Америка, Средиземноморская область), многократно доказанной в последнее время [283, 324] (рис. 2.10).

Выявление этой минерагенической зональности может оказать большую помощь при прогнозе выявления месторождений в подобных областях.

В. Реконструкция более древних рудных провинций, составлявших первоначально единое целое, является следующей важной задачей минерагении, получившей существенную основу с появлением гипотезы дрейфа материков в рамках тектоники плит. Р. Диц и Дж. Холден [188], исходя из существования в перми (225 млн. лет назад) единой Пангеи, попытались реконструировать смещение или развитие современных континентов и океанов (рис. 2.13). В триасе начался распад Пангеи; при этом формировались отдельные рифтовые зоны (георифтогенали), которые в результате растекания океанического дна (спрединга) расширялись, образуя новые океаны. Последние

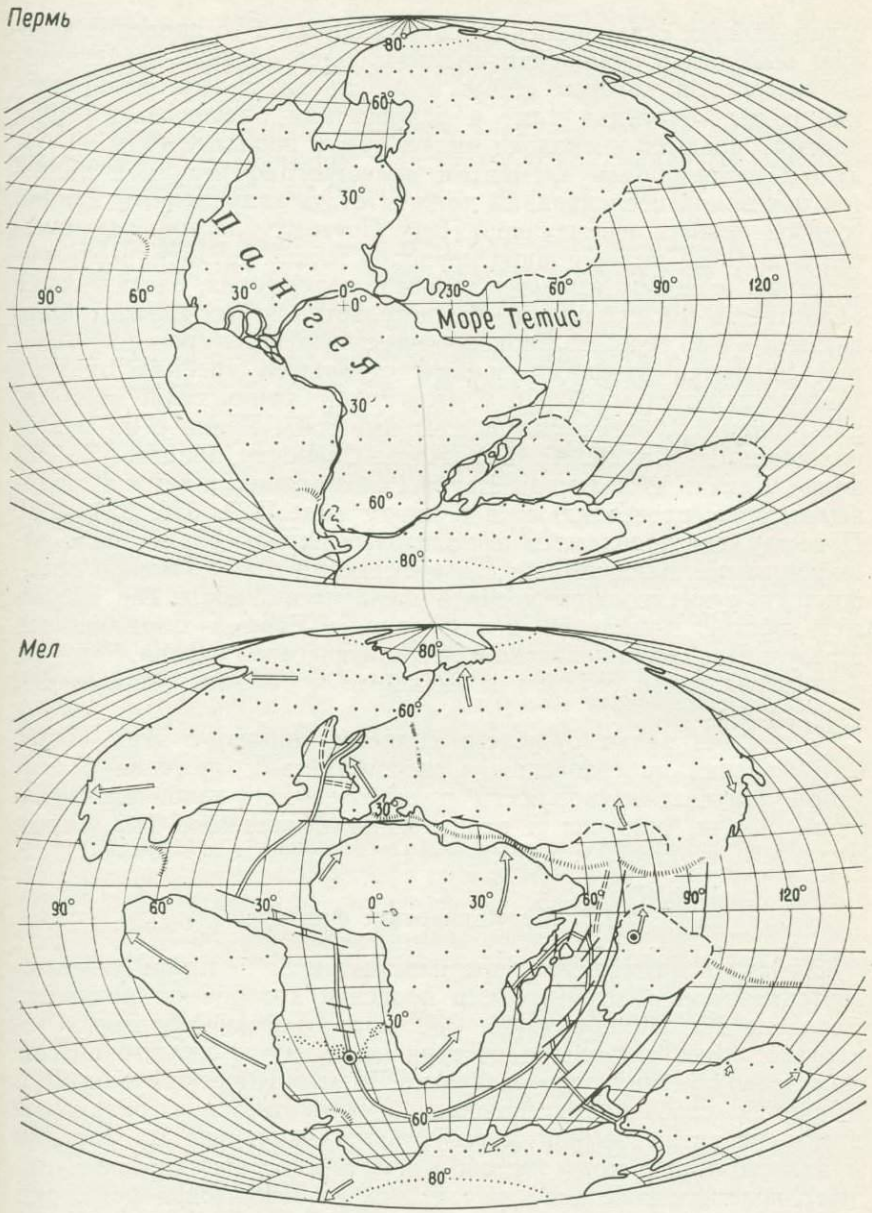


Рис. 2.13. Положение континентов и океанов в перми (225 млн. лет назад) и в конце мелового периода (65 млн. лет назад) с указанием направлений дрейфа (по Дицу и Холдену [188] из работы Холя [236]).

в дальнейшем становились геосинклиналями. Это приводит к новым выводам в отношении анализа более древних, домезозойских периодов, которые теперь, в результате новых представлений о перемещениях плит и разрастании океанического дна, рассматриваются несколько иначе, чем в прошлые годы. В будущем непременным элементом палеогеографических и палеотектонических исследований должен стать углубленный анализ горизонтальных перемещений [181]. Поэтому для минерагенического анализа более ранних периодов важно устанавливать положение, величину и форму древних, допермских, океанических областей и зон субдукции. Свидетельства этого должны быть взяты прежде всего из блоков — частей древних орогенов, которые являются бывшими зонами субдукции древних океанов (эвгеосинклиналями [186]). С этой точки зрения такие области, как, например, базит-ультрабазитовые зоны Урала с их месторождениями (Cr, Pt, Ti, Fe), Алтае-Саянская область, Забайкалье, Кавказ, каледониды Европы и Аппалачи, а также Средиземноморье, представляются в новом виде [229, 376, 324, 108]. Повсюду, где появляются офиолитовые породы совместно с радиоляритами, пелагическими известняками и т. д., можно предполагать существование древней океанической коры. Так, например, ороген Аппалачей и каледониды Европы образовались в результате сокращения прото-Атлантического океана, который был затем вновь раскрыт и расширен в области современной рифтовой зоны.

Одной из задач будущего является анализ с этих новых точек зрения палеозойских и докембрийских орогенов с тем, чтобы получить возможность лучше оценивать глобальное развитие Земли, включая и ее полезные ископаемые (см. также разд. 5.1.1 и рис. 5.2 и 5.4) [1].

2.1.2. Магматические факторы

Характер магматизма определяется видом и типом развития геотектонической структуры, в пределах которой он проявлен. Согласно Ю. Билибину [35, 38], магматические факторы настолько тесно связаны с тектоническими, что их влияние не может быть установлено раздельно. К магматическим факторам относятся особенности проявления магматизма в различные этапы развития земной коры (общая эволюция магматизма и минерагении в ходе тектоно-магматического цикла или стадии), принадлежность к определенной магматической формации

[1] Требуется более строгий анализ рассматриваемых проблем, так как современные океаны не являются геосинклиналями, а древние геосинклинали не были аналогами современных океанов.— *Прим. ред.*

или комплексу, петрографо-геохимическая характеристика и рудоносность. Тесная связь между магматизмом и образованием месторождений побудила Х. Абдуллаева [144] ввести понятие «петрометаллогенические ряды».

В соответствии с главными геотектоническими элементами различают магматические факторы геосинклинальных (орогенных) и платформенных областей.

2.1.2.1. Магматические факторы геосинклинальных (орогенных) областей. Помимо основополагающих работ Ю. Билибина, С. Смирнова и др. особое значение имеют выводы Г. Штилле, П. Ниггли и Г. Шнейдерхёна о существовании глубокой связи между этапами геосинклинального (орогенного) цикла и развитием соответствующего магматизма. Главный магматизм может быть отнесен к четырем крупным этапам развития геосинклинальной области и затем в свою очередь подразделен на несколько магматических формаций (табл. 2.3).

I. Ранняя стадия

Говоря об *инициальном симатическом магматизме* имеют в виду ювенильное вещество, поднимающееся из области верхней мантии по краевым зонам разломов эвгеосинклиналей. Восходящая магма является частично недифференцированной (толеит-базальтовая магма), а частично очень сильно дифференцированной, причем место дифференциации может располагаться на различных уровнях — от верхней мантии через промежуточные очаги вплоть до интрузивных, субвулканических или субмаринных уровней. Инициальный магматизм проявляется в *эффузивной* ветви диабазами, спилитами, кератофирами, андезитами и порфиритами, включая также соответствующие туфы; для *интрузивной* ветви характерна гравитационная дифференциация (рис. 2.14). Последняя приводит к образованию перидотитов и пироксенитов (как ранних гравитационных кристаллизатов), анортозитов, кристаллизующихся из восходящих расплавов, а также продуктов главной кристаллизации — норитов, габбро и диоритов или плагиогранитов. Выходы этих основных магматических пород в горных цепях приурочены к осям складчатых эвгеосинклинальных областей (примерами могут служить так называемые зеленокаменные пояса Урала или Динарид, рис. 2.5).

Месторождения, приуроченные к продуктам симатического ювенильного магматизма, столь же многообразны, как и эти породы (см. табл. 2.3 и 2.4).

а. Месторождения, связанные с *субмаринной эффузивной* ветвью: *вулканогенно-осадочные* месторождения, содержащие Fe — окисные руды типа Лан-Диль, силикатный шамозитовый тип, карбонатный тип Вареш и

сульфидный Fe-Cu тип. Последний тип, по данным Р. Силлитое [369], может быть подразделен на основе представлений тектоники плит на следующие подтипы: 1) с преобладанием Fe(Mn) и Cu (месторождения Кипра, связанные с диабаз-спилитовой формацией, отчасти с подушечными лавами, т. е. образованиями зоны спрединга); 2) Fe-Cu-месторождения с повышенным содержанием Pb и Zn (связанные с кератофировой формацией в зоне субдукции на океанской стороне островных дуг, например Куроко, Япония; Рио-Тинто); 3) с Fe, Cu, Zn, Pb, Ag, Ba и др. (образования краевых морей на континентальной стороне островной дуги);

субмаринные гидротермальные месторождения (субвулканические); Fe-Mn (Гонзен), Fe-Cu-Zn-Pb-Ba (Раммельсберг, Эргани-Маден, Мегген),

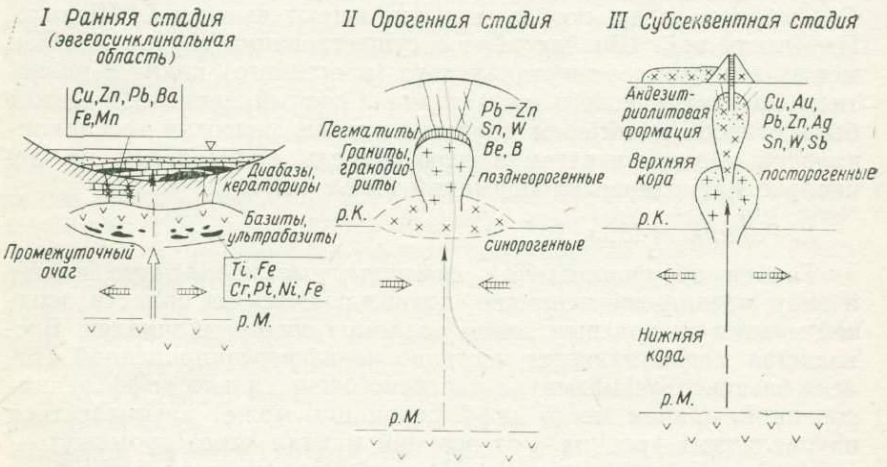


Рис. 2.14. Магматизм и образование месторождений в геосинклинальных (орогенных) областях.

р. М. — раздел Мохоровичича, *р. К.* — раздел Конрада.

Pb-Zn-Ba-F (Блейберг-Крёйт, Райбл, Мешика, Северная Африка) и Sb-Hg (Альмаден).

б. Месторождения, связанные с *интрузивной* ветвью:

интрамагматические месторождения (сегрегационные, инъекционные):

1) магматические месторождения Cr и Pt(Os, Ir) в дунитах и перидотитах (например, Балканы — Малая Азия, Урал);

2) магматические Ni-Cu-месторождения с Pt(Pd):

сегрегационный тип в пироксенитах и норитах (например, «краевые» руды Садбери, Печенга, Инсизва), а также инъекционный тип, связанный с кварцевыми диоритами (например, «офсетные» руды Садбери);

3) магматические месторождения Ti-Fe и Ti — сегрегационный тип в норитах и габбро (Таберг, Швеция; Урал), а также инъекционный тип в анортозитах (Отанмяки, Лейк-Санфорд);

внутрикоровые[1] месторождения «продолженного инициального магма-

[1] Термин «внутрикоровые» употребляется здесь и в дальнейшем всегда в узком значении; подразумеваются структурные типы, сформированные в затвердевшей коре. Интрамагматические породы, напротив, связаны с эволюцией расплава.

Таблица 2.3

Взаимосвязь между стадиями тектонического развития, магматизмом и образованием месторождений в геосинклинальной (орогенной) области (составлено по работам Ю. Билибина, Г. Штилле, Г. Шнейдерхёна, В. Смирнова и др.)

Стадия развития	Магматизм	Магматические формации		Типы эндогенных месторождений	
		эффузивные	интрузивные		
I. Ранняя стадия	Инициальный (симатический, ювенильный)	Диабаз-спилитовая Кератофировая Андезит-порфиритовая		Fe, Mn, Cu Fe (Mn), Cu, Pb, Zn Fe, Cu, Pb, Zn	Субмаринный вулканогенный
			Перидотитовая Габбро-норитовая Плагиогранитовая	Cr, Pt–Os-Ir Ti-Fe, Ni-Cu, Pt — Pd Fe, Cu, Au	интрамагматический и внутрикоровый
II. Орогенная (средняя) стадия	Синорогенный и позднеорогенный (сиалический, палингенный)	Дацит-риолитовая Игнимбритовая	Гранодиоритовая Гранитная	W, Mo (Au), U, Pb, Zn Sn, W, Mo, Li, Be, редкие земли	внутрикоровый
III. Субсеквентная (поздняя) стадия	Посторогенный, или субсеквентный (сиалический, контаминированный)	Андезит-дацитовая Липаритовая	«Малые интрузии» (диорит-порфиритов, гранит- и сиенит-порфиров)	Cu, Pb–Zn, Au–Ag Sn, W–Sb–As–Hg	внутрикоровый
IV. Стадия консолидации	Финальный (симатический, контаминированный до ювенильного)	Щелочных базальтов Трахитоидные (базальт-андезит-липаритовые)	Габбро-сиенит-щелочногранитная	Ti, Fe; редкие земли, Zr	внутрикоровый

Таблица 2.4

Формационные ряды магматогенных месторождений

Области образования (структурные типы) / Генетические типы (физ-хим.)		Динамика эндогенных процессов (магматическая дифференциация) →					
		Магматический	Пегматитовый	Надкритический до кататермального	Гидротермальный кататермальный	Мезотермальный	Эпитермальный
Субаэральный							As, S
Субмаринный	Вулканический				Fe-Cu	Fe-Mn	Ag?
	Субвулканический				Au, Cu-Fe	Fe-Mn Zn-Pb, Ba-F	Ag, Sb-Hg
Внутрикоровый	Метасоматический		Si-Al, Li,Be B, TR Pt, Ti	W-Mo-Sn Fe, Pt	Cu-Fe-As	Zn-Pb Fe-Mn, Ba-F	Sb-Hg
	Вкрапленный		Si-Al Li, Be B, TR	Sn-W-Mo, Bi, F	Cu-Fe-As Cu-Mo	Zn-Pb	Sb-Hg
	Выполнение полостей	C, (Cr) Ni-Fe-Cu	Si-Al, Li, Be, B TR Pt, Ti, P, Ca-Mg	Sn-W-Mo, Bi Ti-Zr-Nb-Ta	Au Cu-Fe-As Cu-Mo	Zn-Pb U-Fe Fe-Mn, Ba. F	As-Sb-Ag Bi-Co-Ni W-Sb-Hg
Интрамагматический	Инъекционный	Ni-Cu-Co Ti-Fe, (Cr-Pt)					
	Сегрегационный	Ni-Fe-Cu-Co-Pd Cr-Pt, Ti-Fe					

Типы магм: ▭ симатический ювенильный; ▭ сиалический палингенный

тизма» (жилы, вкрапленность, метасоматиты; отчасти принадлежат уже орогенной, или субсеквентной, стадии):

1) контактово-пневматолитовые магнетитовые месторождения, связанные с плагиогранитами, сиенитами и др. (тип горы Магнитной и Айрон-Спрингс);

2) кататермальные золотоносные жилы («древние золото-кварцевые жилы») отчасти с примесью меди (тип Материнской жилы, Калифорния; Якутия; Высокий Тауэрн, Австрия);

3) сидерит-магнезитовые месторождения (частично с Mn) в виде жил (тип Зигерланда) или метасоматических замещений (тип Рудных гор, Хютенберг или Раденштейн, Вейч, Кошице);

4) карбонатные жилы с Cu (тип Бьютт, Митерберг, Швац) и Pb—Zn (Хольцапель, Бенсберг, Рамсбек);

5) вкрапленные месторождения с Fe, Cu, Mo, Zn, Pb в андезит-порфиритовой формации типа островных дуг («порфировые» руды типа Чукикамата, Коунрад, Бингем, Майданпек).

в. Субаэральные эксгаляционные (вулканические) месторождения:

сублимационная минерализация (сингенетичная вулканитам) с самородной серой (Италия, Япония, Чили), сульфатами, боратами, нашатырем;

гидротермально-осадочные образования (в кратерных озерах и термальных источниках) с соединениями Fe и As, ярозитом, алунитом, каолинитом;

гидротермальные эпигенетические образования (метасоматические изменения и вкрапленность в вулканитах), представленные алунитом, каолинитом, бентонитом, природными минеральными красками, а также пирит-Hg-Sb-As-, Ag-Au- и Mo-минерализацией (иногда с Li, Cs, Rb, Ge и др.) [87].

II. Орогенная стадия (средняя стадия)

В орогенной стадии проявлен прежде всего *синорогенный сиалический магматизм*. Его происхождение связывают с палингенным веществом, возникающим в период главной складчатости при погружении сиаля на глубину (в область раздела Конрада). Возникающие при этом породы представлены преимущественно гранитами и гранодиоритами (известково-щелочной, или «тихоокеанский», ряд, по П. Ниггли). Кристаллизация части расплавов в условиях тектонических напряжений главной фазы орогенеза не приводит к возникновению существенных концентраций вещества (если не считать сами силикатные магматические породы полезными ископаемыми).

Процессы концентрации связаны лишь с интрузивами — продуктами *позднеорогенного* магматизма, становление которых произошло после окончания главной орогенической фазы, вследствие чего они внедрялись дискордантно в верхние части коры (рис. 2.14). Большинство связанных с ними месторождений образовалось после поступления элементов, содержавшихся в расплавленных геосинклинальных осадках, включая находящиеся среди последних продукты инициального магматизма и первичные месторождения. Сочетание элементов в месторождениях, связанных с сиалическим палингенным магматизмом, определяется, таким образом, в значительной мере «провинциальными особенностями». Для возникновения крупных промышленных месторождений необходимо образование достаточных масс

расплава, которые имели бы соответствующее пространство для становления интрузивов и достаточное время для дифференциации. Второй важной предпосылкой образования месторождений является наличие определенных количеств летучих компонентов, прежде всего H_2O, HCl, HF и CO_2. «Незрелые» граниты не сопровождаются семействами месторождений.

При внедрении палингенного расплава в верхнюю часть коры происходит дальнейшая ассимиляция корового вещества, которая может привести к дополнительной специализации. В структурном отношении интрузии связаны преимущественно с антиклинальными зонами или с крупными разломами.

Образование интрузий и месторождений, связанных с позднеорогенным магматизмом, происходит в пределах двух формационных рядов.

а. Гранодиоритовая формация. Модальный состав формации колеблется между гранодиоритом и нормальным гранитом. С ней могут быть связаны:

надкритические месторождения W и W-Mo (тип Тырныауза и месторождений Тянь-Шаня; Азегур, Марокко);

гидротермальные турмалинсодержащие жилы с Au-Cu (Керкленд и Поркьюпайн в Канаде; Пассагем, Бразилия; отчасти австралийские);

гидротермальные кварц-карбонатные урановые месторождения (тип месторождений Рудных гор и провинции Большого Медвежьего озера);

гидротермальные Pb—Zn—Ag-месторождения в виде жил (Фрейберг, Пршибрам) и метасоматических образований (тип Ледвил, Лорион, Брокен-Хилл, Замбия).

б. Гранитная формация — от кислых гранитов до ультракислых аляскитов; с ней могут быть связаны:

пегматитовые месторождения с полевым шпатом, слюдой, кварцем, а также Li, Be, B и редкие земли;

надкритические, до гидротермальных, жильные и метасоматические месторождения с Sn, W, Mo и Bi (тип Эренфриденсдорф и Альтенберг, Клаймакс, месторождения Малайзии — Индонезии).

Месторождения этой группы, весьма интенсивно изучавшейся в последнее время, всегда приурочены к самой верхней апикальной части гранитных массивов, подвергшихся щелочному метасоматозу. При этом различают, с одной стороны, процессы фельдшпатизации, и с другой стороны, силицификации—топазизации (грейзенизации). В полевошпатовых метасоматитах концентрируются преимущественно Zr, Nb и Ta, в грейзенах — Sn, W, Mo, Be и Li.

Метасоматоз способствует своеобразному рафинированию специализированных пород с переотложением части элементов. В ходе перераспределения элементов могут возникать месторождения (рис. 2.15) как это было показано В. Барсуковым [26]

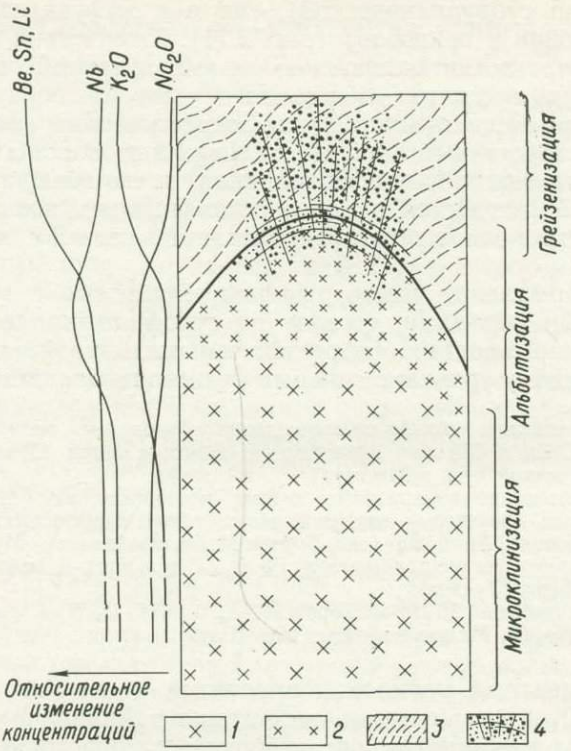


Рис. 2.15. Схема перераспределения некоторых элементов в процессе метасоматического преобразования гранитов (по В. Смирнову [373]).

1 — микроклиновый гранит; *2* — альбит; *3* — породы кровли; *4* — грейзен.

для олова. Очевидно, подобный механизм мобилизации и переотложения возможен не только для олова, но также и для целого ряда других элементов (W, Mo, Cu, Zn и др. [28]).

Месторождения могут также подвергнуться регенерации в пределах контактовых ореолов интрузивных массивов.

III. Субсеквентная стадия (поздняя стадия).

В этой стадии проявляется *посторогенный*, или *субсеквентный, магматизм*. Здесь также еще частично присутствует палингенный материал, однако возрастающая в ходе германотипной глыбовой тектоники консолидация обусловливает активизацию глубинных разломов и тем самым усиление воздействия основных магм, поступающих из очагов, расположенных в нижней коре и даже под корой. Субсеквентный магматизм, контролируемый тектоникой, проявлен как в интрузивной форме (гипабис-

сальной или субвулканической), так и в эффузивной (в виде жил, жерловин и покровов) (рис. 2.14). Химический состав интрузий (отчасти так называемых малых интрузий) колеблется от кислого до среднего — основного.

Проблема вещественного и/или энергетического влияния мантии на посторогенные коровые палингенные породы (гибридизация, контаминация, дифференциация) и его минерагенических последствий нуждается в более обстоятельных исследованиях, прежде всего в отношении предполагаемых связей с зонами субдукции.

Гидротермальные месторождения, связанные с этими магматическими породами, состоят из сульфидных парагенезисов очень сложного состава (последовательность, свойственная субвулканическому уровню с сильным телескопированием):

субвулканические Au-Ag месторождения («молодые золото-серебряные жилы» с Pb, Zn и Sb; тип Зибенбюрген; Комсток Лоуд, Невада; месторождения Карпатской дуги и Мексики);

субвулканические вкрапленные медные месторождения («порфировые»), отчасти в виде брекчиевых зон (кольцевые типы) и метасоматических тел, часто содержащих Au и Ba (тип Браден-Майн, Майданпек, Мургул);

субвулканические месторождения Pb и Zn в жилах и метасоматических телах (тип Мадан, Трепча);

субвулканические Sb-Hg-месторождения, отчасти с W в форме шеелита (Шлайнинг, Идрия, Малые Карпаты, Тянь-Шань).

Субсеквентный магматизм проявился не во всех орогенных областях. Так, например, он отсутствует в Аппалачах и Восточных Альпах и, напротив, очень широко распространен в форме мощных интрузий и экструзий андезитового состава на Балканском полуострове и в Передней Азии. Согласно новейшим исследованиям [253], здесь четко выделяются меденосная провинция Балканид—Понтид (Майданпек—Медет—Россен, Лаханос—Маргул—Сар-Чешмех, Иран) и свинцово-цинковая (с Sb и Ag) провинция Динарид—Эллинид—Родоп—Анатолид (Трепча, Лаурион, Мадан, Балья-Маден—Болкадаг). Обе провинции связаны соответственно с петрологическими провинциями различного возраста: известково-щелочной и более молодой (существенно калиевой) меловой — третичной провинцией Балканид—Понтид и существенно калиевой третичной провинцией Динарид—Анатолид. Сообразно с этим свинец может рассматриваться как элемент континентальной коры, переотложенный и локально сконцентрированный в результате геологических процессов (магмообразования, повторной мобилизации и т. д.) [253, 325]. Его миграция связана поэтому преимущественно с сиалическими магмами, и лишь в небольшой степени он поступает из подкоровых областей. Медь, напротив, связана с подкоровыми, отчасти гибридными, магмами (см. также разд. 2.1.1.3).

IV. Стадия консолидации (финальная стадия)

В стадию консолидации вновь проявляется основной магматизм, завершающий тектоно-магматический цикл и часто именуемый *финальным магматизмом.* Здесь вновь речь идет о веществе симатического происхождения, проникающем кверху по разломам глубокого заложения. Щелочнобазальтовые магмы поступают непосредственно в эффузивной форме (трахибазальты), а отчасти также в виде дифференцированных и контаминированных магм (щелочной, или «атлантический», ряд, по П. Ниггли) — от габбро-сиенитовых пород до щелочных гранитов. Их становление происходит как на вулканическом (до субвулканического), так и на плутоническом уровнях.

Финальный магматизм из-за его преимущественно экструзивного характера рассматривался в прошлом в основном как безрудный. Его точное положение среди геотектонических событий пока не установлено. Поскольку стадия консолидации переходит в платформенную, магматические и рудообразующие процессы целесообразно причислить к последней.

2.1.2.2. Магматические факторы области континентальной платформы. Полная консолидация континентальной коры приводит помимо эпейрогенических движений к преобладанию тафрогенной и германотипной тектоники. Это вновь создает благоприятные предпосылки для симатического магматизма, проявляющегося в верхних областях коры как в интрузивной, так и в эффузивной форме. Трем видам крупных основных структур платформенной области (областям прогибов, областям поднятий и переходным зонам) соответствуют определенные виды магматизма со своими специфическими рудными образованиями (табл. 2.5, рис. 2.16).

I. Области прогибов (синеклизы, парагеосинклинали и др.)

Для магматизма этих областей характерна трапповая формация (толеитовые магмы). Она проявлена как в эффузивной (платобазальты), так и в интрузивной форме [114]. Наиболее важна для минерагении интрузивная фация. Большая часть последней — свыше 90% — по преимуществу не дифференцирована (долериты). В дифференцированных комплексах можно выделить породы с повышенными содержаниями Mg, Fe и щелочей. В ходе развития платформ трапповые формации могли проявляться многократно (например, на Русской платформе — позднепротерозойские, среднепалеозойские, раннемезозойские; на Индийской платформе — позднепротерозойские — раннепалеозойские, юрские, позднемеловые — палеогеновые). При этом степень дифференциации и состав трапповой магмы изменяются (понижается содержание SiO_2, возрастает содержание щелочнозе-

Таблица 2.5

Взаимосвязь между главными тектоническими структурами, магматизмом и образованием месторождений в области континентальной платформы (составлено по данным Ю. Старицкого, Ю. Кузнецова, Г. Шнейдерхёна, В. Смирнова и др.)

Тип структуры	Магматизм	Магматические формации		Типы эндогенных месторождений	
		эффузивные	интрузивные		
I. Области прогибов (синеклизы, авлакогены)	Симатический—ювенильный и гибридный	Трапповая формация (толеитовые, щелочные базальты)	Перидотит-норит-габбровая формация	Ni—Cu—Pd, Cr, Ti—Fe	интрамагматический субмаринно-гидротермальный; внутрикоровый
			Формация щелочных габброидов (чарнокитовая)	Fe, Au, Cu—Pb—Zn, Ca, F, Ba, Sr Fe—Co—Ni—As, Ge	
II. Области поднятий (антеклизы, тафрогенные рубцовые зоны)	Симатический—гибридный, контаминированный	Щелочные оливиновые базальты	Формация ультраосновных щелочных пород	Ti, Al, Pt, P; карбонатиты с Fe, Ti, Zr, Nb, Ta, Cu, U—Th, редкие земли	внутрикоровый
			Формация нефелиновых сиенитов	Апатит, нефелин; пегматиты с Nb, Ta, Zr, редкие земли	интрамагматический и внутрикоровый
III. Переходные области (древние щиты)	Симатический—ювенильный	Кимберлитовая формация		Алмаз, гранат	Интрамагматический и внутрикоровый

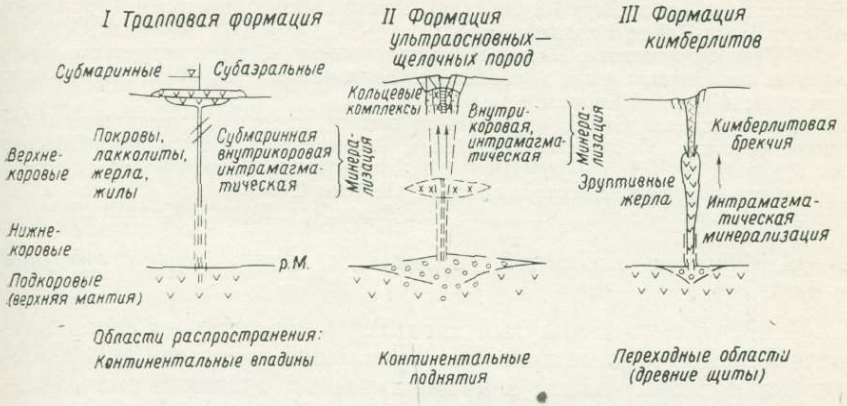


Рис. 2.16. Магматизм и образование месторождений в областях континентальных платформ.

р. М. — раздел Мохоровичича.

мельных металлов), что может рассматриваться как результат непрерывной дифференциации вещества мантии и общего процесса вещественного развития земной коры [84].

С трапповыми формациями в отдельных платформенных областях могут быть связаны различные структурные и минеральные типы месторождений:

а. Интрамагматические месторождения (в интрузивах с повышенными содержаниями Mg):

магматические Ni-Cu-месторождения с Pt(Pd), Co и Au (Норильск, Талнах); Бушвелд);

магматические Cr- и Ti-Fe-месторождения (Бушвелд, Великая Дайка).

б. Позднемагматические месторождения (в интрузивах с повышенными содержаниями Fe):

инъекционные магнетит-ильменитовые месторождения (Комчудо, Сибирская платформа);

вкрапленные медные в покровах трапповых базальтов и «зеленокаменных породах» (тип Калумет, озеро Верхнее).

в. Постмагматические (внутрикоровые, субмаринные) месторождения:

магнетитовые месторождения (с маггемитом, гематитом), иногда связанные с жерловыми образованиями и зонами дробления (Ангара—Илим и Подкаменная Тунгуска, Сибирская платформа; Френч-Крик и Варвик, Северо-Американская платформа);

Au-Te-месторождения (с кварцем, адуляром, флюоритом), связанные с фонолитами (тип Крипл-Крик, Колорадо);

Fe-Mn-месторождения отчасти с Ba и F, жильные (тип «гематит-барит-агатовой формации» средней Европы) и метасоматические (Шмалькальден);

Cu-Fe-месторождения, жильные и вкрапленные (в трапповых породах Сибирской платформы: Нерчинск; Африканской платформы: Мессина);

Pb-Zn-(Cu)-месторождения иногда с F и Ba, жильные (тип «флюорит-барит-агатовой формации» средней Европы), стратиформные рудные горизонты (Миссисипи-Миссури, Северо-Американская платформа; Эстонская ССР,

Русская платформа; Верхняя Силезия), а также метасоматические (Три-Стейт, отчасти Пайн-Пойнт, Канадский щит);

F-Ba-месторождения, большей частью жильные, распространены почти на всех платформах мира (Забайкалье, Западные штаты США, платформенная область средней Европы и др.);

месторождения $CaCO_3$ (исландского шпата), частично с целестином и баритом (Русская, Сибирская, Индийская, Африканская, Северо-Американская платформы);

полиметаллические месторождения с Ge (тип Цумеб);

Fe(Bi)-Co-Ni-As-месторождения (тип Шнееберг, Кобальт-Сити и др.).

II. Области поднятий (антеклизы, купольные структуры и др.)

Относительно замкнутый характер происходящих здесь магматических процессов приводит к усилению процессов дифференциации и гибридизации в промежуточных очагах и значительному обогащению летучими (рис. 2.16). Возникающие при этом дифференциаты отличаются повышенной щелочностью. Более продолжительная дифференциация в промежуточных очагах может привести к образованию сиенит-гранитных отщеплений. В этих условиях возникают исключительно разнообразные комплексы пород (формации: ультраосновная — щелочная, нефелиновых сиенитов, оливиновых базальтов). Эти комплексы вследствие их различного денудационного среза зачастую могут быть расчленены на множество подтипов и разновидностей (известные площади распространения: Байкальская область, Кольский полуостров, северо-восточная и Юго-Западная Африка, Нигерия, Овернь, область Верхнего Рейна).

а. Полезные ископаемые *ультраосновной—щелочной формации.* Для интрузий этой группы особенно характерны кольцевые структуры и обилие разновидностей (перидотиты—шонкиниты, ийолиты, уртиты—нефелиновые сиениты—щелочные пегматиты—карбонатиты). Как размеры, так и соотношения отдельных групп пород в разных массивах различны. Полезные ископаемые соответственно также разнообразны:

интрамагматические месторождения в комплексах ультраосновных — щелочных пород с ильменитом, магнетитом, самородной платиной, флогопитом, апатитом, нефелином;

карбонатитовые месторождения в кольцевых комплексах, отчасти с фенитами; количество известных карбонатитовых комплексов превышает 300. Примеры: на Балтийском щите — Ковдорское, Енское; на Сибирской платформе — Гулинское, Кондерское; на Африканской платформе — Лулекоп, Шпицкопе, Дорова, Букусу; на Индийской платформе — Амбадонгар, Нармада; на Северо-Американской платформе — Магнет-Коув, Арканзас; на Бразильской платформе — Якупиранга; на Европейской платформе — Кайзерштуль, Рейнская долина;

постмагматические (пегматитовые — гидротермальные) месторождения в связи с карбонатитами: Ti—Fe, Zr, Nb—Ta (Луеше, Заир; Панда-Хилл, Танзания), Cu (Палабора, Южная Африка), U—Th, F—Ba—Sr (Ально, Швеция), Mo, Pb, редкие земли и др.

б. Полезные ископаемые *формации нефелиновых сиенитов.* Интрузии этой группы также проявлены в форме кольцевых комплексов (уртиты, ийолиты—нефелиновые сиениты—щелочные граниты—лампрофиры; ультрабазиты и карбонатиты отсутствуют), однако по сравнению с первой группой они гораздо меньше распространены и в значительной мере являются исключением, так же как и связанные с ними месторождения:

интрамагматические апатит-нефелиновые месторождения (Хибины, Кольский полуостров), а также связанные с ними постмагматические (пегматитовые — гидротермальные) образования с Nb, Ta, Zr, редкими землями и небольшими количествами Cu, Pb, U-Th (например, Балтийский щит — Хибины, Ловозеро; Сибирская платформа — Богдо на Удзе; Африканская платформа — Канганкунде и Хильва, Ньясаленд, Панда, Танзания; Канадский щит — Ока, Квебек).

III. Переходные области (преимущественно краевые части древних платформ)

Вдоль краевых разломов очень глубокого заложения происходит, по-видимому, непосредственный подъем ультраосновных расплавов, приводящий к формированию *кимберлитовой формации* в виде крупных трещинных тел и трубок (рис. 2.16). Кимберлиты (щелочные перидотит-туфовые образования с раннемагматическими выделениями алмаза и граната) известны почти на всех древних щитах земли (Сибирская платформа — Якутия; Индийский щит — горы Панна, Мадхья-Прадеш; Северо-Американская платформа — Арканзас; Африканский щит — Кимберли и Премьермайн, Южная Африка, Заир, Танзания; Бразильский щит). Ряд исследователей [432, 112, 258], опираясь на необходимость высоких давлений и температур для образования алмазов, считают, что они могут выделяться из ультраосновной магмы лишь на очень больших глубинах (от 60 до 390 км) и затем подняться вместе с расплавом в верхние части коры. Становление месторождений происходит при раскристаллизации расплава, которая может произойти внезапно, при образовании взрывных трубок (возникновение перидотит-кимберлитовой брекчии).

Кимберлиты, подобно другим геологическим формациям, могут проявляться в пределах одной платформы многократно, причем каждый раз в конечную фазу очередного этапа развития платформы.

2.1.3. Седиментационные факторы

К числу седиментационных факторов, влияющих на минерагению, принадлежат, согласно Е. Шаталову [135], факторы, служащие причиной возникновения и закономерных изменений осадочных геологических формаций, концентрирующих полезные вещества в геосинклинальных (орогенных) и платформенных областях. Они характеризуют особенности возникновения

осадочных образований и продуктов выветривания в течение различных этапов геологического развития, геоморфологическую и климатическую обстановку во время их формирования, тонкие структурные особенности (пористость, трещиноватость и др.), их литолого-геохимические особенности и наличие полезных ископаемых.

Осадочные формации, подобно магматическим, также могут быть отнесены к определенной стадии геотектонического развития или типу структур (рис. 2.17). Однако расчленение осадоч-

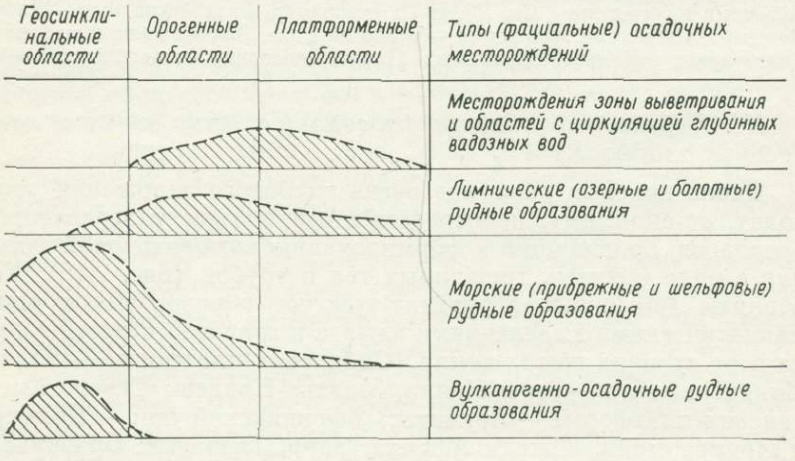


Рис. 2.17. Распространение типов осадочных месторождений в областях главных геотектонических структур земной коры (частично по Н. Страхову, см. [75]).

ных серий и выделение характерных для отдельных стадий и зон, а также выявление последовательности их образования и пространственного распределения вызывает известные трудности. Например, возможно, что решающие географические и климатические соотношения многократно повторялись в истории развития геосинклинали, а в один и тот же момент в различных частях одной и той же структурной зоны они могли быть совершенно различными. Далее установление последовательности образования осадочных формаций затрудняется также тем, что именно при седиментации наиболее отчетливо выражена необратимость эволюции геологических процессов. Таким образом, в ходе геологической истории осадочные толщи, принадлежащие к аналогичным этапам геотектонического развития, существенно отличаются друг от друга (примером могут служить особенности докембрийских отложений, отсутствующие в более молодых осадочных толщах: обилие доломитов, развитие желе-

зистых кварцитов, отсутствие каменных углей и др.). Далее, на формирование осадочных месторождений существенно влияют физико-географические условия (морфология, особенности горных пород области сноса и др.), а также преобразующие их диа-, ката- и эпигенетические процессы.

Несмотря на эти трудности, определенные группы формаций могут быть отнесены к соответствующим типам тектонических режимов. Как положительным геотектоническим структурам (преобладание тенденций к поднятию), так и отрицательным (преобладание тенденций к погружению) соответствуют различные осадочные формации [76, 273] (табл. 2.6).

Таблица 2.6

Связь между геотектоническим режимом и группами осадочных формаций (отчасти по С. Лехельту [273])

Геотектонический режим	Группа формаций
Тенденция к *поднятию*	Формации коры выветривания (россыпей, бокситовая и каолинитовая)
Локальное погружение при общей тенденции к поднятию	Лимнические формации (угли, болотные и озерные образования); флишевая и молассовая формации (образование аридных концентраций); соленосная (терригенная) формация
Переходная область	Паралическая угленосная формация, оолитовые формации
Тенденция к *погружению*	Неритовые и пелагические формации (нефтематеринские породы, черносланцевая формация, кремнистые формации)
Локальное поднятие при общей тенденции к погружению	Рифовая формация (карбонатная, сульфатная) Соленосная (морская) формация

Основываясь на анализе геологических процессов, происходящих на земной поверхности, экзогенный цикл подразделяют на три главных процесса, которые, подобно магматической дифференциации, могут приводить к дифференциации вещества и концентрации определенных полезных компонентов:

выветривание (физическое, химическое) горных пород, находящихся на контакте между литосферой, с одной стороны, и гидросферой, атмосферой, биосферой — с другой (деструкция и преобразование части минералов);

перенос выветрелого вещества: физический (под воздействием силы тяжести, воды и ветра — конгломератов и песков в форме донного переноса, а глин в виде суспензии) и химический (в растворенной форме, характерной для бикарбонатов, сульфатов, хлоридов);

седиментация (физическая, химическая) перенесенного материала (отложение или разделение).

При каждом из этих трех процессов происходят явления дифференциации, которые могут приводить к образованию определенных геологических

формаций с характерными концентрациями элементов[1]. Существенную роль играет при этом прежде всего *различная растворимость элементов* (см. разд. 2.2) и обусловленные этим *различные пути переноса.*

К главным факторам появления осадочных формаций, содержащих концентрации минерального вещества (полезные ископаемые), относятся [263, 116, 121]:

а. Денудация поднятий в областях с гумидными климатическими условиями приводит к интенсивному химическому разложению и выносу вещества, а в аридных областях — к относительно слабому разложению. Смена аридного климата гумидным вызывает прежде всего особенно интенсивный и кратковременный вынос полезных компонентов. С обусловленной этим сменой литофаций связано, например, большинство ураноносных конгломератов мира [121]. Выше аридных конгломератов и аркозов в подобных случаях следуют гумидные песчаники и конгломераты с органическими и сульфидными образованиями в цементе, указывающими на концентрацию урана. Только гумидный климат мог приводить на суше к глубокому выветриванию и химическому растворению пород, содержащих полезные элементы, и к достаточному переносу и поступлению вещества в области седиментации.

б. Аккумуляция определенных элементов (цветных и редких металлов) осуществляется преимущественно в отшнурованных участках моря, где возникает достаточное количество органического вещества континентального или морского происхождения. Открытые участки моря с обилием свободного кислорода и небольшим содержанием H_2S и органического вещества неблагоприятны для осаждения руд. Для накоплений в прибрежной области важное значение имеет ослабленный гидродинамический режим (несколько более мелкий детритус). В условиях быстрого погружения и большой скорости осадконакопления осадочные концентрации вещества (например, рудные залежи) маловероятны, если только не предполагается привнос вещества гипогенного происхождения.

в. Концентрации вещества (полезные ископаемые) в осадках составляют лишь около 0,001% от общего количества вещества, заключенного в осадочных породах [121]. Важно заметить, что рудоносные осадки, как правило, связаны с осадочными сериями, обогащенными соответствующими элементами. Так, например, месторождения марганца возникают в областях развития прибрежно-морских формаций, отличающихся большей частью повышенными средними содержаниями марганца, в том

[1] «Формация» выражает здесь в противоположность стратиграфическому комплексу понятие более высокого порядка, рассматриваемое в минерагеническом аспекте (литогенетическое понятие, см. разд. 3.1).

числе и в литологически различных породах [98]. Индикаторными свойствами обладает также распределение содержаний рассеянного органического углерода. Повышенные содержания последнего в осадках, соответствовавшие определенным кульминационным точкам развития живой материи ($O—D_2—C_3—K_1—T$), совпадают, как в пространстве, так и во времени, с формированием крупных нефтеносных бассейнов [95].

г. Поскольку химико-биогенные фазы сдвинуты по сравнению с кластическими в направлении пелагической области, а для элементов, согласно Н. Страхову, существует ряд подвижности (Cr, Sn, Ti, Be, Zr → Fe → Mn → P → Zn, Ga, B → Ba, Sr → Cu, Pb, Mo, V → Br, I), то проявляется определенная общая *зональность* в распределении вещества. Области концентрации отдельных элементов перемещаются в соответствии с приведенной последовательностью из прибрежной зоны в морскую.

д. Важным фактором накопления является также и *постседиментационное воздействие*, которое может заключаться как в многократном переотложении, так и в процессах диагенеза и эпигенеза. Разумеется, здесь подразумеваются лишь процессы, происходящие непосредственно после седиментации до завершения уплотнения и литификации осадков.

Если связать эти основные процессы с важнейшими геотектоническими — геоморфологическими и климатическими обстановками, то можно вывести следующую минерагеническую классификацию осадочных концентраций вещества (табл. 2.7):

I. Континентальная озерная область осадкообразования (области континентальных платформ, прежде всего синеклизы, миогеосинклинали, отчасти срединные массивы и др.):
концентрации в аридной климатической зоне,
концентрации в гумидной климатической зоне.
II. Мелководно-морская область осадкообразования (переходная зона между континентальной платформой и геосинклиналью или морской платформой: области шельфа, миогеосинклинали с многократным чередованием континентальных и мелководно-морских отложений, краевые прогибы, синеклизы и др.):
концентрации в аридной климатической зоне,
концентрации в гумидной климатической зоне.
III. Морская область осадкообразования:
на подвижном основании (эвгеосинклинали, зоны грабенов),
на стабильном основании (области океанических платформ).

2.1.3.1. Континентально-озерная область осадкообразования. Каждая поднятая область подвергается эрозии (сильно расчлененный рельеф) и денудации (слабо расчлененный рельеф). В континентально-озерной среде возникают при этом преимущественно продукты и отложения процессов выветривания при относительно *коротком пути переноса* полезных компонентов. Здесь могут быть представлены все типы рыхлых осадков

Таблица 2.7

Формационные ряды седиментогенных месторождений

Область образования	Экзогенная динамика (дифференциация путем растворения и переноса)					
	Продукты выветривания		Собственно осадочные образования			
	физического	химического	обломочные отложения	химическое осаждение, окисление, гидролиз	карбонаты	силикаты, сульфиды, эвапориты
Континентальная-лимническая	Фангломераты (обломочные – месторождения) Элювиальные и эоловые россыпи (Pt, Au, драгоценные камни и др.)	Сиаллитовое выветривание: каолины, фосфориты	Аллювиальные россыпи (Au, Sn, Ti, редкие земли и др.) Стекольные пески, гравий, глины	Болотные и озерные образования (Fe, Mn) угленосные лимнические формации; мел		
		Аллитовое выветривание: латериты (Al, Fe, Mn, Mg, Ni)	Континентальные впадины: молассовые формации (фангломераты, пески, глины)	красноцветные формации (Fe, Mn)	Инфильтрационные бассейны аридной концентрации (Cu, Zn, Ag, U, S)	континентальные соленосные бассейны (Ca, Ba, Na K, N, и др.)
Мелководная морская (шельф)		Гальмиролиз (глауконит)	Морские впадины: молассовые формации (конгломерат. кварцевые *пески, глины*); морские обломочные месторождения; морские россыпи (Ti, Sn, Zr, и др.)	Нефтяные месторождения красноцветные формации	Нефтематеринские породы *формации битуминозных* мергелей (Cu, Pb, Zn, U, V, C	*ангидриты* (Ca, S), морские соляные залежи (Na, K, Mg)
				Оолитовые формации (Fe, Mn) Глауконит-фосфоритовые формации *Паралические угленосные формации*	Известняково-доломитовые формации (местами с Pb, Zn)	

Область образования	Экзогенная динамика (дифференциация путем растворения и переноса)					
	Продукты выветривания		Собственно осадочные образования			
	физического	химического	обломочные отложения	химическое осаждение: окисление, гидролиз	химическое осаждение: карбонаты	химическое осаждение: силикаты, сульфиды, эвапориты
Морская: на подвижном основании			Флишевые формации (конгломераты, песчаники, глинистые сланцы)	Нефтематеринские породы; битуминозные черные сланцы (с FeS_2, Cu, Mo, U, V, C и др.)	Известково-доломитовые форм. (местами с Pb, Zn, P)	Кремнистые формации (местами с Fe, Mn)
Морская: на стабильном основании			Красные глинистые сланцы		Пелагические глобигириново- диатомитовые и радиоляритовые формации (местами с Mn, Fe, Mo и др.)	

Климатические зоны: гумидная; аридная; с проявлением биогенного влияния

континентального типа (псефиты—псаммиты—пелиты, а также в подчиненном количестве химические и биохимические озерные осадки). К этому можно добавить разнообразные варианты, обусловленные особенностями пород основания. Так, например, в массивах пород карбонатного состава (карстовые области) продукты выветривания отличаются от таковых на силикатных породах. В зонах с сильными тектоническими дислокациями выветривание проявлено интенсивнее, чем в слабо дислоцирован-

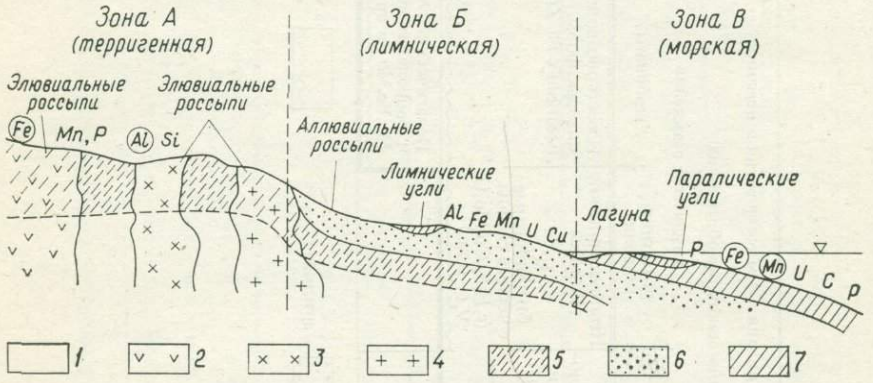


Рис. 2.18. Минералогическая зональность в размещении месторождений континентальной платформы, расположенной в гумидной климатической области (по Сапожникову, см. [75]).

1 — метаморфическое основание; *2* — основные породы; *3* — щелочные породы; *4* — граниты; *5* — кора выветривания нижнего структурного этажа; *6* — континентальные (терригенные) отложения верхнего структурного этажа; *7* — морские отложения.

ных областях. Процессы вулканизма с образованием лав и туфов также оказывают влияние на характер выветривания и седиментации.

Соответственно двум главным климатическим зонам возникают различные формационные ряды и концентрации вещества (табл. 2.7):

а. Аридная климатическая зона:

продукты механического выветривания, образующие обломочные месторождения (сносимый обломочный материал, или фангломераты руд Cr, Fe и Mn), элювиальные россыпи самородной Pt (Урал) и самородного Au, а также эоловые россыпи драгоценных камней (Намибия);

продукты химического выветривания (аллитовое выветривание: латеритные руды Al, Fe и Mn; бобовые руды; аморфный магнезит, силикаты Ni);

пестроцветные формации с продуктами аридного выветривания, отчасти красноцветного типа (фангломераты, пески) с Cu, U+V, Pb+Zn; континентальные соленосные отложения с Na, K, N, S (например, Чили).

б. Гумидная климатическая зона (рис. 2.18):

кластические отложения (элювиальные и аллювиальные осадки с россыпями (самородных) золота и платины, олова и драгоценных камней; месторождения стекольных песков, гравия и глин);

продукты химического выветривания (сиаллитовое выветривание: месторождения каолинов и глин, фосфатов зоны выветривания, преимущественное формирование зон окисления и цементации);

лимнические отложения: луговые и озерные руды Fe и Mn (полуостров Ютландия, Финляндия), месторождения озерного мела (остров Рюген);

лимническая угленосная формация (фация торфяников в застойных пресноводных бассейнах, например Московская синеклиза, Кузнецкий бассейн, Саарский округ, Нижняя Силезия и Нижняя Саксония).

2.1.3.2. Мелководная область осадкообразования. В мелководной области с присущей ей частой сменой континентальных условий мелководно-морскими обнаруживается очень большое разнообразие осадочных формаций и связанных с ними месторождений. В противовес континентальным лимническим образованиям здесь преобладают осадки, прошедшие *средний и дальний путь переноса.*

В молассовой формации миогеосинклинали псефит-псаммитовые и пелитовые отложения объединены в континентальные лимнические и морские фации. Область седиментации может в течение длительного времени испытывать погружение, но бóльшие морские глубины вряд ли могут быть достигнуты. Нередко молассовая впадина в целом в течение долгого времени остается частью континента (например, речной низменностью, областью дельты или озерной местностью). Относительно широко распространены сапропелиты, которые могут перейти в месторождения углеводородов, а также торфы — исходный материал гумитов (бурых и каменных углей). Однако, если нормальная седиментация нарушается, они отходят на второй план. Общая мощность всех образований может быть очень большой.

Области осадконакопления на платформенных территориях обнаруживают большей частью четкое циклическое деление, создаваемое чередованием поднятий и погружений, а также переменным привносом вещества. Каждый из подобных циклов содержит:

фазу трансгрессии с переработкой основания (субаквальной или субаэральной) или без таковой и часто с возросшим поступлением кластического материала;

фазу затопления с седиментацией, идущей от глин через мергели к известнякам;

фазу регрессии с четко выраженной неритовой фацией, нередко заканчивающейся воздыманием отложений над уровнем моря (Emersion, Omission) и резким отграничением пород от образований следующего, более молодого цикла.

Помимо известняков различного рода здесь присутствуют кремнистые известняки, оолитовые руды Fe и Mn, глауконитовые песчаники, мергели и мергелистые известняки (например, мезозойские платформенные формации Центральной Европы). Радиоляриты или концентрации Fe и Mn образуются не только на больших глубинах моря, но возникают также и в мелководных морских условиях (пример, Парижский бассейн). Периконтинен-

тальные шельфовые моря также могут перейти в батиальные и абиссальные зоны моря.

Образования аридного климата в значительной степени свойственны пустыням; они переходят в отложения солоноватых вод и трансгрессирующего мелкого моря. Морские бассейны часто были отшнурованы и испарялись. Помимо псефитов и псаммитов (отчасти эолового типа) здесь распространены мергели, доломиты, известняки, гипсовые и ангидритовые породы, залежи каменных солей, переходящих в калийные, месторождения углей и битумов.

Соответственно обеим климатическим зонам могут быть выделены две группы месторождений (табл. 2.7, рис. 2.19).

а. Аридная климатическая зона:

формации кварцевых песков (механические отложения): месторождения кварцевых песков, морские прибрежные россыпи тяжелых минералов (например, ильменита, рутила, магнетита, касситерита, монацита, циркона, алмазов) и ископаемые россыпи с Au и U (тип Витватерсранда);

молассовые формации, состоящие из конгломератов, песков, глин и мергелей красной или серо-зеленой окраски (обусловленной изменениями окислительно-восстановительного потенциала при седиментации). Они могут содержать месторождения аридных концентраций «красноцветного» типа с Cu, Ag и U+V, т. е. с карнотитом (типы Колорадо, Джезказгана, отчасти Катанги и Замбии);

формации битуминозных мергелей (сапропелитовая фация) с месторождениями цикла серы (Cu, Pb, Zn, Ag, V, U, S, C), например медистые сланцы и мергели, галенитовые пласты триаса, ураноносные черные сланцы Восточной Тюрингии, серные месторождения Калабрии, нефтематеринские породы;

карбонатно-сульфатные формации с рифовыми известняками и доломитами, месторождениями ангидритов и гипсов, а также серы;

соленосные (эвапоритовые, или лагунные) формации с «морскими» месторождениями солей (Na, K, Mg).

б. Гумидная климатическая зона (рис. 2.18):

литорально-лагунные песчано-глинистые формации: морские прибрежные россыпи с тяжелыми минералами (аналоги аридных), месторождения бреккиевидных железных руд типа Зальцгиттер;

морские и пресноводные молассовые формации: нефтяные месторождения;

глауконит-фосфоритовые формации;

паралические угленосные формации (во внутренних и краевых прогибах геосинклинали ⟶ область пологого побережья), примеры: угольный пояс Западной Европы, Верхняя Силезия, Донбасс;

карбонатные формации (известняки, цементные мергели);

оолитовые рудные формации с Fe (типы минеттовых и шамозитовых руд: Лотарингия, Бретань) и Mn (тип Чиатуры).

2.1.3.3. Морская область осадкообразования. К морским образованиям относят ряд осадочных формаций, как формации, характерные для эвгеосинклиналей (подвижное основание: терригенные, глинистосланцевые и карбонатные формации, в состав которых включены отчасти субмаринные эффузивы), так и настоящие глубоководные отложения, представляющие океаниче-

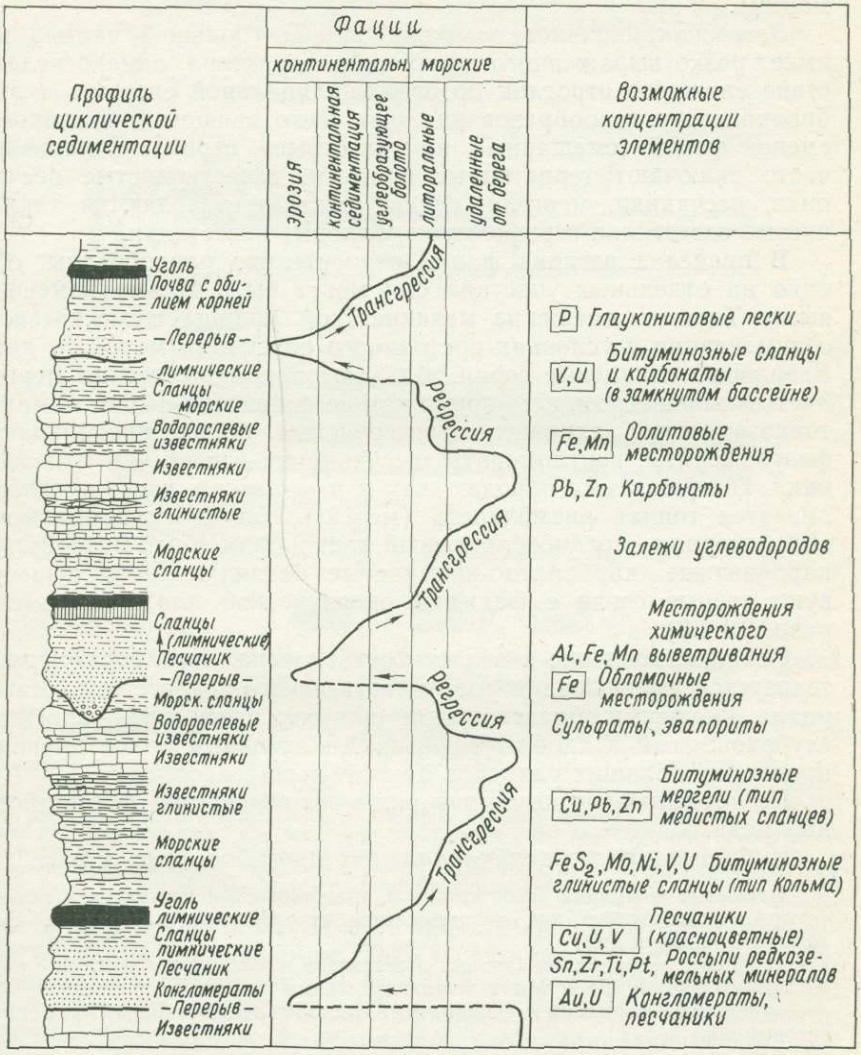


Рис. 2.19. Примеры циклического осадконакопления в результате многократных трансгрессий и регрессий.

Показаны горизонты переработки осадков и возможных концентраций вещества.

ский бассейн (стабильное основание, пелагические иловые формации).

Эвгеосинклинальное осадконакопление большей частью не имеет резко выраженного цикличного характера, однако вследствие сложного строения ортогеосинклинальной системы и эмбрионального горообразования оно часто связано с внезапной сменой фаций (смешанные, или «пестрые», серии). Отложения часто включают терригенные примеси: известковистые песчаники, песчаники, мергели, глины; местами появляются также чистые известняки и рифовые коралловые известняки.

В пределах региона фации относительно однообразны, однако на отдельных участках они могут быть весьма изменчивыми. Типично смешение механической (флиш) и химической седиментации в условиях постоянного опускания морского дна. Базальные сланцевые серии обладают преимущественно мергелистым характером, в то время как во флишевой фации помимо тонкозернистых глинисто-известковистых пород преобладают фангломераты, конгломераты, песчанистые известняки и песчаники. Во флишевых породах, как и в молассах, часто устанавливается тонкая ритмичность (мергель, глина—грубообломочный материал—среднеобломочный, тонкообломочный материал—карбонатные, карбонатно-кремнистые осадки). Часто существуют тесные связи с фациями океанической платформы (см. разд. 2.1.1.3).

Осадконакопление в области океанических платформ характеризуется уменьшением роли кластического терригенного материала. Главными образованиями являются здесь илы — красный глубоководный и глобигериновый. Аналогичные более древние провинции бóльших размеров пока не выявлены.

По геотектоническим признакам выделяют два формационных ряда.

а. Формации *эвгеосинклинальных прогибов* (рис. 2.20):

флишевые формации (фангломераты, известковистые песчаники и глины; частично используются как месторождения строительных материалов, кровельных сланцев и др.);

карбонатные формации (залежи известняков и доломитов, местами с карбонатными рудами Fe и Mn и месторождениями пластовых фосфатов);

кремнистые формации с силикатными месторождениями Fe и Mn (шамозитовый тип);

формации битуминозных сланцев (черные сланцы), местами с концентрациями руд цикла серы (Cu, Mo, U и V); отчасти переходят в формацию каустобиолитов (горючие сланцы, угли, нефтематеринские породы).

Характер минеральных фаций этих отложений весьма четко регулируется соотношением Eh—pH.

б. Формации *океанического бассейна.* Изучая распределение осадков в современных океанах, можно увидеть (рис. 2.21), что гемипелагические, преимущественно терригенные, отложения

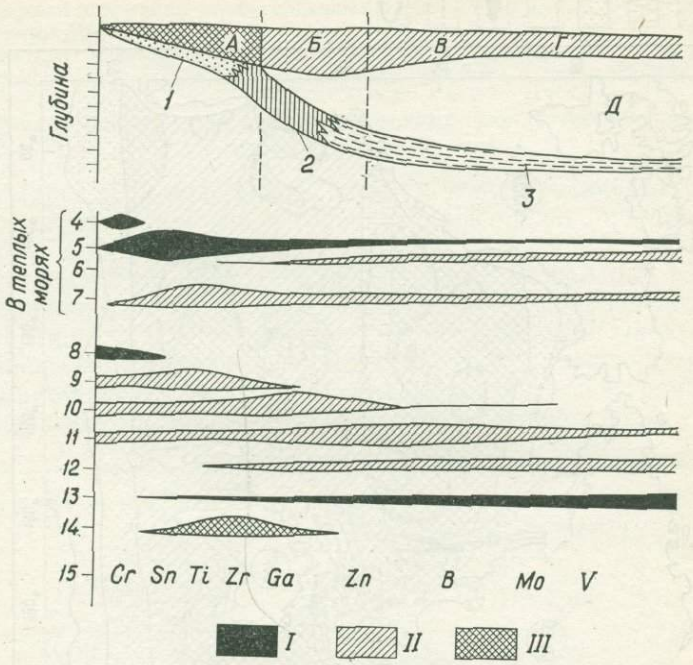


Рис. 2.20. Зональное развитие фаций осадочной минерализации в морской области (по Н. Страхову).

А — зона тонкозернистых осадков; *Б* — зона преимущественной циркуляции течений; *В, Г* — подвижная приповерхностная зона в центральной части бассейна; *Д* — глубинная застойная зона в пелагической части бассейна.
1 — пески; *2* — алевролит, пелитоморфный мергель; *3* — пелиты; *4* — $CaCO_3$ (оолитовый); *5* — $CaCO_3$ биогенного и хемогенного происхождения; *6* — диагенетический $CaCO_3$ (бактериальный); *7* — диагенетические доломитовые образования; *8* — Fe_2O_3 и Al_2O_3 и окислы Mn; *9* — лептохлориты; *10* — глаукониты; *11* — карбонаты Fe и Mn; *12* — сульфиды, содержащие Fe, Mn, Cu и т. д.; *13* — биогенные образования SiO_2; *14* — первичные и диагенетические фосфориты; *15* — последовательность осаждения важнейших микроэлементов.
I — первичное осаждение минералов; *II* — диагенетические образования; *III* — первичные и диагенетические образования.

распространены прежде всего в области шельфа и континентального склона (до глубины 2000 м, что составляет около 20% площади седиментации). В большинстве океанических областей они переходят в красную глубоководную глину (≈30% площади седиментации) или в биогенную глобигериновую формацию (≈40% площади седиментации). Могут быть выделены, в частности, следующие формации:

гемипелагические песчаные, глинистые и формации зеленых (глауконитовых) илов;

гемипелагическая формация голубых илов (с проявлениями FeS_2)
пелагическая формация диатомовых илов (около 70% SiO_2 и 20% $CaCO_3$; местами месторождения диатомовой земли)
} только в холодных морях

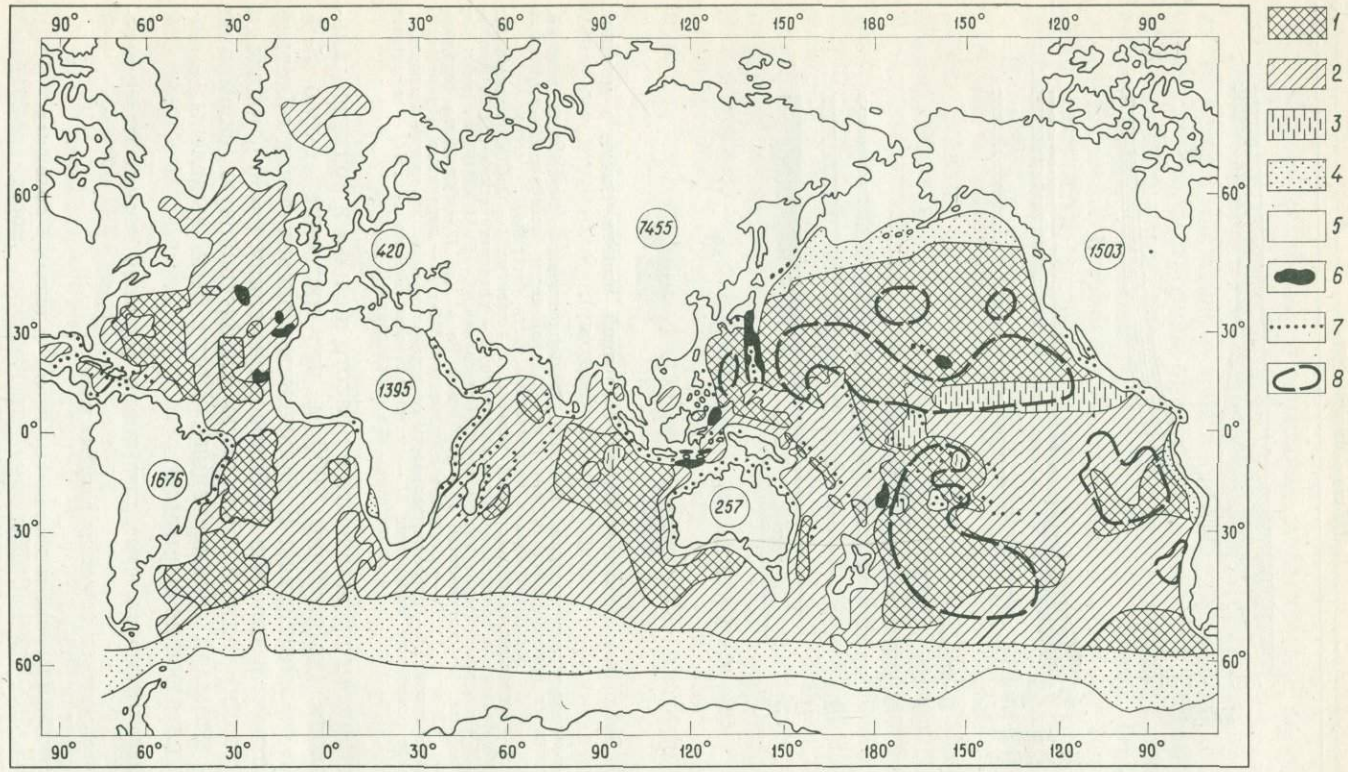


Рис. 2.21. Морские осадочные формации в современных океанических бассейнах (по Дитриху, см. [207]).

1 — красная глубоководная глина; *2* — глобигериновый ил; *3* — радиоляриевый ил; *4* — диатомовый ил; *5* — литоральные и гемипелагические осадки; *6* — *вулканические отложения*; *7* — *образования* коралловых рифов; *8* — области развития марганцевых конкреций в Тихом океане. Цифры в кружках показывают суммарный годовой вынос осадков в море всех рек данного континента (в млн. т).

пелагическая формация глобигериновых илов (до 90% $CaCO_3$; местами с проявлениями Mn);

пелагическая формация радиоляриевых илов (красная глубоководная глина с содержанием свыше 20% радиолярий; местами с проявлениями Mo и U?);

пелагическая формация красных глубоководных глин (отчасти с проявлениями Mn).

В. Домарев [56] выделяет в океанах минерагенически различные области шельфовой и глубоководной провинций. Шельфовая провинция по своему характеру является частью континента, слагающей его подводное продолжение. В скальных породах шельфа присутствуют те же минерагенические подразделения, что и на примыкающем материке. Месторождения шельфов представлены прежде всего россыпями, часто являющимися продолжением прибрежных и аллювиальных россыпей граничащего с шельфом материка. Месторождения глубоководных про-

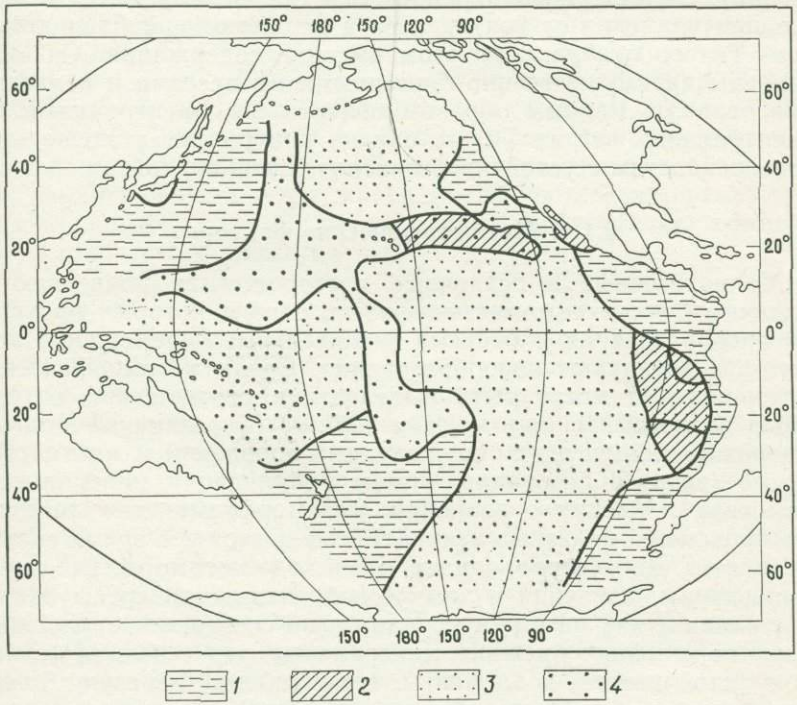


Рис. 2.22. Концентрации элементов в марганцевых конкрециях Тихого океана (по Дж. Меро [299]).

1 — высокие содержания Fe (≈28,3% Fe; Mn/Fe<1); *2* — высокие содержания Mn (≈49,8% Mn; Mn/Fe>1); *3* — высокие содержания Ni и Cu (≈1,52% Ni; 1,13% Cu); *4* — высокие содержания Co (≈1,2% Co).

винций представлены конкрециями Fe и Mn, местами содержащими значительные количества Cu, Ni, Co, Mo и других элементов. Закономерности распространения конкреций различного состава еще недостаточно изучены. Сами конкреции обнаруживают различные содержания элементов. Согласно Дж. Меро [299], в пределах Тихого океана могут быть выделены области концентраций различных элементов: Fe, Mn, Ni—Cu и Co (рис. 2.22). Области распространения конкреций, обогащенных Fe, располагаются преимущественно по краям Тихоокеанского бассейна, вдоль континентов (выносимое с материков железо осаждается раньше других элементов), области развития марганцевых конкреций примыкают к областям концентраций железа со стороны океана (например, близ западного побережья Америки; последовательность осаждения Fe → Mn [262]), концентрации Mn частично могут быть обусловлены вулканизмом (примеры: Калифорнийский залив, юго-восточное побережье Японии). Области концентраций Ni и Cu располагаются в наибольшем удалении от континентов и занимают преобладающую часть Тихого океана. При этом высокие содержания Cu обусловлены преимущественно биогенными процессами в пелагических осадках. Равным образом области с концентрациями Co в центральных частях Тихого океана приурочены к подводным возвышенностям с устойчивой окислительной средой.

2.1.4. Метаморфические факторы

Магматогенные и осадочные месторождения подвергаются различным процессам метаморфизма, в ходе которых происходят преобразования и местами значительные перемещения элементов и возникают новообразования. Среди метаморфических месторождений могут быть выделены, в соответствии со степенью воздействия, *метаморфизованные* (в различной степени измененные совместно с окружающими породами) и *метаморфогенные* (вновь образованные путем мобилизации минерального вещества) [1]. Мнения о значении метаморфизма для генезиса месторождений полезных ископаемых в настоящее время сильно расходятся. Достоверно, однако, что в ходе метаморфизма смена температуры, давления и химической активности среды оказывает влияние как на структуру, так и на состав месторождений. В новых условиях прежние минеральные парагенезисы теряют свою устойчивость, и элементы, перемещаясь, образуют новые парагенезисы, устойчивые в новых физико-химических условиях.

[1] В советской литературе приведенному здесь значению термина «метаморфические» чаще соответствует термин «метаморфогенные», а значению термина «метаморфогенные» — «метаморфические».— *Прим. ред.*

Разумеется, перемещения элементов не столь значительны, как при процессах магматизма или осадочной дифференциации элементов. Тем не менее многие исследователи месторождений (например, Я. Белевцев [31, 163], Р. Бойл [174], В. Бурак [42], В. Домарев [55, 57], Е. Китл [259], М. Козлов и др. [71], П. Лаффит [274], Н. Судовиков [117] и др.) считают, что процессы концентрации вещества в области сиалической коры существенно связаны с процессами метаморфизма. Я. Белевцев [163] различает три пути образования месторождений: мобилизацию в результате регионального динамотермального метаморфизма, новообразование путем ультраметаморфизма и гранитизации и вторичное гидротермальное образование путем экстракции из горных пород. В. Смирнов [6] при генетической группировке метаморфических месторождений учитывает метаморфические фации.

Принимая во внимание существовавший до сих пор уровень знаний, мы понимаем под метаморфическими факторами, влияющими на минерагению, все процессы, приводящие к преобразованиям или новообразованию вещества в пределах отдельных этапов геотектонического развития или типов структур. В соответствии с типом метаморфизма, характерным для отдельной области геотектонического развития (статическим, кинетическим, термальным), происходят различные структурные и вещественные изменения (структура, минеральный состав) и перемещения (мобилизация), которые видоизменяют минерагению областей геотектонического развития.

2.1.4.1. Метаморфические фации и месторождения. Возрастание температур и давлений в ходе метаморфизма приводит к преобразованиям, которые создают последовательные ряды пород соответствующих степеней метаморфизма. Формации горных пород, достигающие внутреннего равновесия в условиях температур и давлений определенной ступени метаморфизма, образуют метаморфическую фацию (рис. 2.23). Фации метаморфических пород подразделяются на контактово-метаморфические (высокая температура образования, сравнительно низкое давление нагрузки) и регионально-метаморфические (высокая температура, повышенное давление нагрузки). Региональный метаморфизм, имеющий особенно важное значение в ходе геотектонического развития, приводит с возрастанием температуры и давления к возникновению шести фаций с соответствующими типичными минеральными ассоциациями и типами метаморфических месторождений (табл. 2.8).

Цеолитовая фация. Этой степени метаморфизма соответствует цеолит-хлоритовая ассоциация с самородной медью в месторождениях п-ва Калумет на Верхнем озере, США. В связи

Таблица 2.8

Фациальные типы регионального метаморфизма и метаморфические месторождения (по В. Смирнову [6], В. Бураку [42] и др.)

Фация	*Характерные минералы*	Полезные ископаемые	
		метаморфизованные	метаморфогенные
Цеолитовая	Хлорит, альбит, пумпеллиит, кварц	Месторождения самородной Cu (тип Калумет, озеро Верхнее)	Пластообразные вкрапленные руды Pb и Zn в битуминозных известняках с самородным Au (Прибайкалье); кварц-кальцит-доломитовые жилы
Фация зеленых сланцев	Хлорит, биотит, мусковит, тремолит, актинолит, эпидот, альбит, пирит, кварц	Железистые кварциты, или джеспилиты (Кривой Рог), полиметаллические месторождения (тип Раммельсберг), Au-U U (тип Витватерсранд), плотный графит, асбест	Вкрапленность самородного Au и Au-кварц-кальцитовые жилы в пиритизированных филлитах (Верхнеленская провинция, Енисейская область)
Фация глаукофановых сланцев	Актинолит, глаукофан, бустамит, эгирин, лавсонит, спессартин, эпидот, хлорит	Магнетит-амфиболовые руды (отчасти итабиритовый тип), силикатные руды Mn и Zn	
			Пегматиты (жилы, шлиры) с полевым шпатом, слюдой, редкими металлами (Nb, Ta) и редкоземельными элементами

Продолжение табл. 28

Фация	Характерные минералы	Полезные ископаемые	
		метаморфизованные	метаморфогенные
Амфиболитовая	Роговая обманка, кианит, ставролит, плагиоклаз, диопсид, альмандин, слюда	Итабирит-таконитовые руды (тип озера Верхнего), силикатные руды Mn (гондиты), полиметаллические сульфидные месторождения (Брокен-Хилл, Сулливан, Флин-Флон), корунд, наждак, кристаллический графит	в амфиболовых гнейсах (Прибайкалье, Ольхон; Саянская область), кварцевые жилы с амазонитом и бериллом
Гранулитовая	Плагиоклаз, К-полевой шпат, гранаты, дистен, роговая обманка, диопсид, силлиманит, биотит, рутил	Проявления гранатов, рутила (Ti)	Пластообразные магнетитовые руды в амфибол-пироксеновых гнейсах (Саянская область)
Эклогитовая	Омфацит, гранат, кианит, дистен, шпинель, рутил		Пегматиты с флогопитом, редкими землями и рутилом в сложных метаморфических сериях

с метаморфогенными образованиями в битуминозных карбонатных породах (с высокими фоновыми содержаниями Pb и Zn) возникает пластообразное (вкрапленное до массивного) свинцово-цинковое оруденение с незначительным количеством халькопирита, пирита, самородного золота, теннантита и киновари (например, в Байкальской области). Для подобных образований характерно, что по ассоциациям элементов и минералов они обнаруживают значительную близость к вмещающим формациям

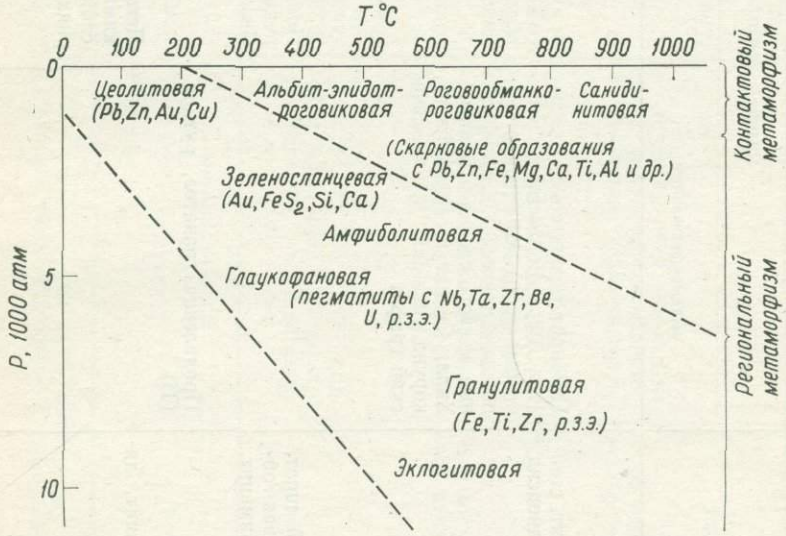


Рис. 2.23. Метаморфические фации и физические условия их возникновения (по В. Смирнову [6]) с указанием важнейших метаморфогенных концентраций элементов.

горных пород, иными словами, «изофациальны» с ними. Вмещающие метаморфические породы могут рассматриваться как главный источник подобной минерализации, причем минеральная ассоциация характерна лишь для области распространения соответствующей метаморфической фации. В пределах цеолитовой фации значительно распространены также кварц-кальцитовые, кальцит-доломитовые и кальцитовые жилы и прожилки (местами со свинцово-цинковым оруденением).

Фация зеленых сланцев. Ей соответствуют метаморфизованные магнетит-гематитовые (мартитовые) кварциты или джеспилиты (отчасти Кривой Рог), полиметаллические колчеданные рудные залежи (тип Раммельсберг, Гарц), золото-урановые месторождения (тип Витватерсранд) и месторождения скрытокристаллического графита. Среди метаморфогенных образований в пиритизированных и отчасти углеродсодержащих филлитах

или филлитовидных алевролитах возникают кварц-анкерит-кальцитовые жилы с дисперсным золото-пирит-пирротиновым оруденением (область средней и верхней Лены, Прибайкалье, Енисейский кряж; округ Колар, Индия). Повышенное содержание золота в парагенезе с пиритом и пирротином связано в этих регионах только с фацией зеленых сланцев [42].

Амфиболитовая фация (включая фацию глаукофановых сланцев). В этой фации встречаются метаморфизованные месторождения итабиритов-таконитов (озеро Верхнее, США, и Минас-Жерайс, Бразилия), силикатные месторождения Mn типа гондитов Индии, полиметаллические сульфидные месторождения (тип Брокен-Хилл, Австралия; Сулливан и Флин-Флон, Канада; Рудный Алтай), а также месторождения корунда, наждака, кианита, андалузита, силлиманита и кристаллического графита.

Важными метаморфогенными проявлениями являются полевошпат-мусковитовые пегматиты с минералами Ta и Nb, цирконом, фергусонитом, ортитом, ураноторитом и другими редкоземельными минералами, встречающиеся в биотит-амфиболовых и двуслюдяных гнейсах (например, в Прибайкалье, на Ольхоне, в Саянах и др.). Здесь распространены также кварцевые жилы с характерным дымчатым кварцем, микроклином (амазонитом) и бериллом. Некоторое обеднение амфиболитовой зоны металлами объясняется начавшимся усилением метаморфического выноса элементов (Au, Zn, Pb, Ag, Cu и др.; формированием метаморфической «остаточной ткани»).

Гранулитовая и эклогитовая фации с метаморфическими проявлениями граната и рутила. Пластообразные магнетитовые (вкрапленные и массивные) руды, встречающиеся среди амфибол-пироксеновых гнейсов, могут рассматриваться как метаморфогенные образования (примеры: Харабаровское и Китойский Зидой, Саяны). Кроме того, среди метаморфических серий очень сложного строения встречаются флогопитсодержащие пегматиты с минералами редких земель (монацитом, ксенотимом), а также циркон, рутил, ильменит и ортит. Для этой фации характерно также появление многочисленных гранитных пегматитов и жильных гранитов. Эти образования служат переходом к областям ультраметаморфизма со свойственным последним селективным (анатексис) или полным (палингенез) расплавлением пород. Более крупные месторождения, проявленные непосредственно среди палингенных пород метаморфических комплексов, не известны. Эта «непродуктивность» объясняется опережением метаморфического «фронта рудообразования» «фронтом гранитизации».

2.1.4.2. Виды метаморфизма и перемещение вещества. Различные виды метаморфизма, выделяемые в соответствии с господствующими условиями температуры и давления, могут со

своей стороны устанавливаться по стадиям геотектонического развития. Определенные виды метаморфизма могут подчиняться крупным геотектоническим структурам и в зависимости от геологической позиции соответствующего структурного элемента приводить к определенным преобразованиям и новообразованиям его вещественного состава (образованию пород и месторождений).

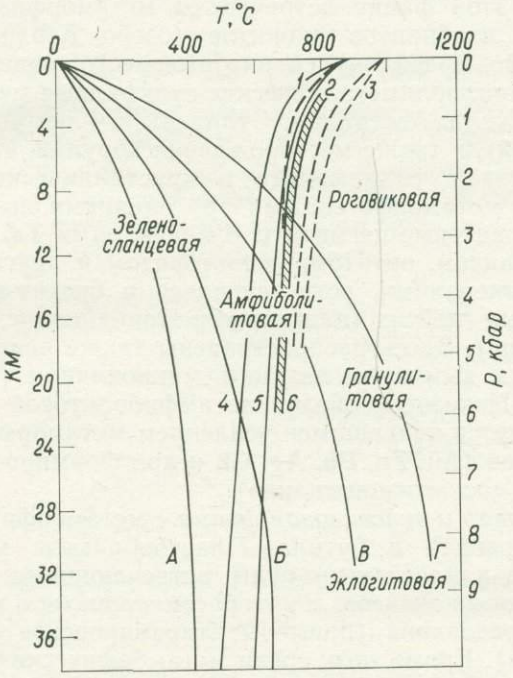


Рис. 2.24. *PT*-условия и метаморфические фации в крупных геотектонических структурах (см. [167]).

А — щиты и древние платформы; *Б* — палеозойские платформы; *В* — активизированные мезозойские платформы; *Г* — геосинклинальные (орогенные) области, островные дуги, рифтовые зоны. *Кривые плавления* некоторых минеральных ассоциаций и пород (в присутствии воды): *1* — кварц-альбит-плагиоклаз, *2* — кварц-альбит, *3* — альбит-ортоклаз, *4* — гранит, *5* — сланец, *6* — гранит (без воды).

Если отдельные виды метаморфизма связываются с элементами геотектонической структуры, то и для последних могут быть выведены характерные метаморфические изменения и перемещения вещества (рис. 2.24).

а. Преимущественно *статический метаморфизм* (→ отсутствие значительных перемещений вещества; меняются лишь строение породы, минералы и их парагенез; формирование метаморфизованных месторождений). Встречается в платформенных областях (синеклизах, грабенах и др.) в раннюю стадию развития

эвгеосинклиналей и отчасти в миогеосинклиналях. В ходе наиболее ранней переходной стадии между диагенезом и метаморфизмом уже начинаются явления собирательной кристаллизации и преобразования минералов, которые затем, с возрастанием степени метаморфизма, принимают значительные масштабы. Возникающая в породах (например, глинистых сланцах, известняках) минерализация еще в значительной степени позволяет распознавать их первично-осадочное строение. Лишь отдельные сульфиды (ZnS, PbS, $CuFeS_2$) обнаруживают явления переотложения и замещения. Широкая мобилизация вещества еще не наблюдается (если не считать выделений кальцита в трещинах). Примеры месторождений:

стратиформные месторождения цветных металлов типа медистых песчаников и медистых сланцев (области мезозойских платформ);

серии квасцовых сланцев (с шамозит-тюрингитовым или сульфидным оруденением) типа Тюрингского Леса (ордовик, силур);

сульфидно-баритовые месторождения типа Мегген (ранняя стадия развития варисцийской геосинклинали) и Эргани-Маден, Турция;

гематит-сидеритовые месторождения типа Лан-Диль (отчасти).

б. Преимущественно *кинетический метаморфизм* (→ пространственное перемещение вещества средней интенсивности, усиленная миграция вещества из окружающих пород; образование как метаморфизованных, так и метаморфогенных месторождений). Он проявляется прежде всего в геосинклинальных областях (эв- и миогеосинклиналях, геоантиклиналях и др.). В пределах особенно характерных здесь фаций зеленых сланцев и глаукофан-амфиболитовой фации происходят существенная миграция элементов и новообразование минералов, а также более крупные метаморфогенные концентрации.

В рудах (преимущественно пиритовых), заключенных в филлитовых породах, первично-осадочные текстуры, как правило, еще сохраняются. Системы трещин, рассекающие хрупкие породы, способствуют миграции минералообразующих растворов (примеры: сульфидные прожилки в «книсте»[1] месторождения Раммельсберг, магнетитовые жилы Кривого Рога, сульфидные жилы в полосе метаморфогенных колчеданных залежей Урала, «альпийские» жилы, золото-кварц-кальцитовые жилы района верхней Лены и др.). Проявления возникают частично из вещества рудных залежей и пород, находящихся в непосредственной близости, а частично также из более удаленных комплексов горных пород. Типичны структуры выполнения «разлистованных» зон сжатия («кварцкнауер»)[2]. В известняках могут происходить обширные метасоматические замещения (например, обра-

[1] «Kniest» — рудоносный глинистый сланец (горняцкий термин).— *Прим. перев.*

[2] «Quarzknauer» — очень крепкая кварцевая порода (горняцкий термин).— *Прим. перев.*

зование сидеритовых и магнезитовых концентраций в Альпах в результате привноса Fe и Mg из залегающих глубже ультрабазитов [206, 146]). Для большей части подобных проявлений мобилизации следует допустить (в особенности для Fe и Mg) значительную дальность миграции. Существенными предпосылками для этого является формирование соответствующего пространства циркуляции (образование трещин) и наличие достаточного количества водных растворов. Вода выполняет в ходе метаморфизма ряд важных функций (изменение уровней давления и температуры, активный растворитель, среда переноса и повторного осаждения). Можно выделить четыре зоны, в которых развиты воды различного генезиса: поровая вода неметаморфизованных пород, гидратная вода минералов, вода — продукт дегидратации минералов при возрастании степени метаморфизма и, наконец, ювенильная, магматогенная вода [6]. При образовании карбонатов важную роль играет также концентрация иона $CO_{\infty}^{2/}$. Метаморфогенные гидротермальные растворы в физико-химическом отношении отличаются от постмагматических лишь условиями своего происхождения. Структуры, контролирующие образование месторождений при процессах метаморфогенной минерализации, имеют особый характер: зоны «разлистования» на флексурах и складчатых изгибах антиклиналей (например, «седловидные жилы» Бендиго, Юго-Восточная Австралия), межпластовые трещины, зоны дробления типа «фальбандов», зоны и карманы брекчирования в карбонатных породах (примеры: брекчиевые руды Блейберга, Верхней Силезии, района Миссисипи—Миссури и др.). Жильные породы и оруденение, выполняющие полости, отчетливо зависят от боковых пород и состоят из элементов, мобилизованных из последних.

Заслуживают упоминания примеры следующих типов метаморфизованных и метаморфических месторождений:

месторождения железистых кварцитов или джеспилитов Кривого Рога (метаморфогенные воды вызывают здесь вынос SiO_2 и относительное обогащение Fe остаточных продуктов — богатых магнетит-гематитовых руд);

полиметаллические пестрые и полосчатые руды типа Раммельсберг, Гарц (метаморфогенные месторождения колчеданов и цветных металлов Скандинавии, Урала и Кавказа; Краслице, Рудные горы, ЧССР);

метасоматические месторождения Fe и Mg Альп (Эрцберг, Хютенберг, Радентейн Вейч и др.);

золото-урановые месторождения в конгломерат-кварцитовых формациях типа Витватерсранд;

концентрации золота и урана в структурах рассланцевания: так называемые «кварцкнауер» и седловидные жилы; «альпийские» жилы; прожилки в кварц-серицитовых сланцах типа тюрингских [197]; минерализация U и Th в зеленых сланцах юго-восточного Мадагаскара; месторождения U-Fe-Ti типа Рейдиум-Хилл, Австралия (с давидитом в качестве главного минерала).

в. Преимущественно *кинетический—термальный* метаморфизм (→ перемещения вещества — от средних до значительных;

миграция вещества из более удаленных пород; образование как метаморфизованных, так и метаморфогенных месторождений). Он проявляется особенно в течение орогенной и субсеквентной стадий — в геоантиклиналях, купольных и горстовых структурах. В фациях катазоны — амфиболитовой и гранулитовой — происходят усиленная перекристаллизация и в значительных масштабах переотложение вещества. Структура руд равномерно-зернистая и бластическая. Изредка еще сохраняются реликты текстур осадочных пород. Пирит местами корродируется пирротином. Парагенезисы метаморфогенного преобразования показаны на табл. 2.9 на примере итабирит-таконитовых месторождений типа Верхнего озера. Железорудные горизонты благодаря своей большой протяженности как бы «пробегают» здесь зоны различных фаций метаморфизма, вследствие чего образуются различные минеральные парагенезисы и типы руд.

Между слоистыми магнетит-лептитовыми залежами типа месторождений Швеции (Гелливаре, Нордмарк, Таберг, Кируна и др.) и вмещающими их карбонатными породами, лептитами и амфиболитами происходят (в полосе мощностью до 100 м и более) обменные реакции с образованием «реакционных скарнов». Хотя слоистые текстуры иногда еще сохраняются, руды местами производят впечатление полностью «метасоматических» [389]. В железомарганцевом месторождении Лонгбан, средняя Швеция, в реакционных скарнах встречаются помимо магнетита и гаусманита силикаты Mn. Под влиянием глубинной тектоники породы и рудные залежи часто интенсивно перемяты, причем тектонически более подвижные руды концентрируются в осевых частях антиклиналей или мульд в виде крутопадающих рукавообразных тел. Вблизи рудных залежей возникают линзы и прожилки метатекта с роговыми обманками, магнетитом, гематитом и апатитом. Интенсивно метаморфизованным сульфидным проявлениям соответствуют полиметаллические месторождения типа Фалун, Швеция, и Брокен-Хилл, Австралия (с Zn-шпинелью, Mn-гранатом и родонитом). Рудные тела здесь также пересечены более молодыми поперечными прожилками, в которых на удалении до 100 м и более были осаждены мобилизованные сульфиды, как правило, наиболее подвижные — халькопирит, сфалерит и галенит.

Другими типичными примерами метаморфизованных и метаморфических месторождений являются:

Fe-итабириты типа Минас-Жерайс, Бразилия; Сингхбхум, Индия; отчасти КМА, СССР и др.;

полосчатые силикатные марганцевые руды типа индийских гондитов (Нагпур, Мадрас);

так называемые «метасоматические» железорудные месторождения Алданского щита (предположительно реакционные скарны железомагнезиально-кальциевого метасоматоза);

Таблица 2.9

Парагенезисы различных метаморфических фаций в железорудной провинции Верхнего озера, США (по Х. Джеймсу [243])

Первично-осадочные		Метаморфические		
Фация	Предполагаемый состав	Фация зеленых сланцев	Амфиболитовая фация	Гранулитовая фация
Сульфидная	Сульфиды железа	*Пирит*	*Пирит*	*Пирит*
	Битуминозные глины	*Углерод* (аморфный)	*Графит*	*Графит*
	(черные сланцы)	*Кварц*	*Кварц*	Пирротин (?)
		Серицит	Слюды	Слюды
			Гранат (редко)	Гранат
Карбонатная	Карбонаты	*Карбонаты*	*Грюнерит*	*Грюнерит*
	Кремнистый сланец	*Кварц*	*Кварц*	*Кварц*
	Гриналит	Стильпномелан	Магнетит	Магнетит
		Миннесотаит	Карбонаты	Пироксены
Силикатная: без обломков	Гриналит	*Миннесотаит*	*Грюнерит*	*Грюнерит*
	Кремнистый сланец	*Кварц*	*Кварц*	*Кварц*
	Карбонаты	Стильпномелан	Магнетит	Магнетит
	Магнетит	Карбонаты		
		Магнетит		

Продолжение табл. 2.9

Первично-осадочные			Метаморфические		
Фация		Предполагаемый состав	Фация зеленых сланцев	Амфиболитовая фация	Гранулитовая фация
Силикатная	частично с обломками	Железистые глины	*Хлорит*	*Грюнерит*	*Грюнерит*
			Кварц	*Кварц*	*Кварц*
		Кремнистый сланец	*Магнетит*	*Магнетит*	*Магнетит*
		Карбонаты	*Стильпномелан*	*Эпидот*	Гранат
		Магнетит (?)	Карбонаты	*Гранат*	Роговая обманка
			Биотит	Слюды	Пироксены
Окисная	полосчатый магнетит	Магнетит	*Магнетит*	*Магнетит*	*Магнетит*
		Карбонаты	*Стильпномелан*	*Грюнерит*	*Грюнерит*
		Гриналит	*Миннесотаит*	*Кварц*	*Кварц*
		Кремнистый сланец	Карбонаты	Гранат	Гранат
			Кварц		Пироксены
	полосчатый гематит	Окисел Fe(III)	*Гематит*	*Спекулярит*	*Спекулярит*
		Кремнистый сланец	*Кварц*	*Кварц*	*Кварц*
		Магнетит	Магнетит	Магнетит	Магнетит
		Кальцит	Кальцит	Кальцит	Кальцит
Диаметр зерен кварца, мм			$<0{,}1$	0,1—0,2	$>0{,}2$

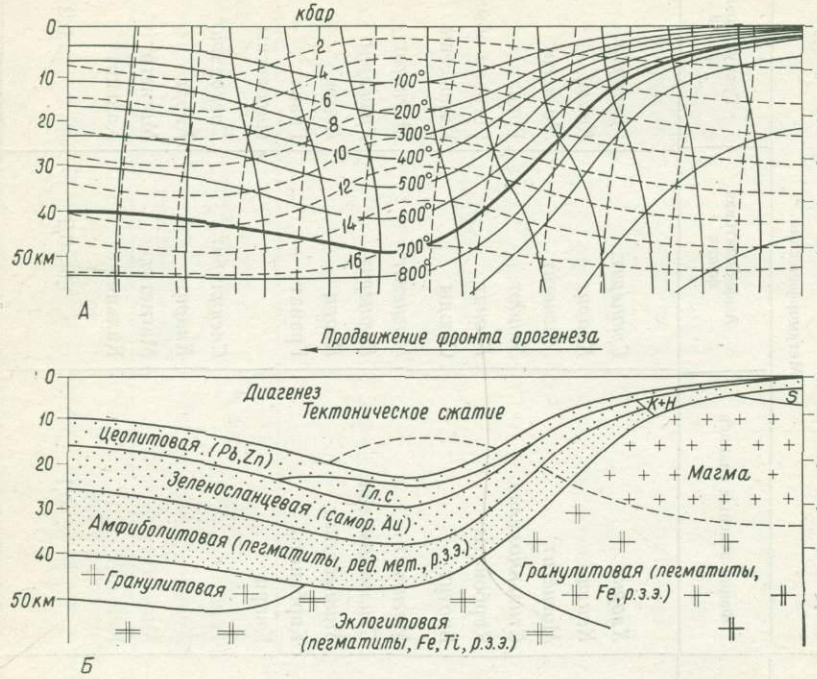


Рис. 2.25. Зоны фаций метаморфизма при орогенезе.

А — характеристика давлений и температур в земной коре при прохождении фронта орогенеза (справа налево); *Б* — распространение зон метаморфических фаций в зависимости от изменений *P* и *T* в области коры, затронутой орогенезом (по Х. Вундерлиху [430]), и связанные с ними важнейшие метаморфогенные концентрации элементов.
Гл. с. — фация глаукофановых сланцев; *фации контактового метаморфизма*: *Н* — роговиковая; *К* — узловатых сланцев; *S* — санидинитовая.

так называемые «метаморфогенные колчеданные залежи» типа Лексдал, Рёрос и Рёдхаммер, Норвегия;

месторождения корунда и кристаллического графита;

пегматиты, с минерализацией Nb, Ta и редких земель, а также с флогопитом и рутилом.

г. Анатексис и палингенез. Зоны метаморфических фаций, залегающие в нормальных условиях более или менее горизонтально, при продвигании фронта орогенеза (орогенной волны) испытывают существенные нарушения благодаря незакономерным изменениям распределения давлений и температур (рис. 2.25). В эту стадию складчатости и сжатия геосинклиналь испытывает сильнейшее направленное давление (стресс). При этом фации глаукофановых сланцев и эклогитов характеризуют орогенные зоны с максимальным давлением (ведущие фации орогенной «волны давления»). Ниже амфиболитовой фации (в области раздела Конрада) температуры столь высоки, что

происходит плавление гранитоидных пород. В области коры, не затронутой орогенезом, температура плавления может быть достигнута лишь ниже нормальной глубины залегания раздела Мохоровичича. Однако на этой глубине вместо гранитоидных пород появляются породы основного — ультраосновного состава, имеющие гораздо более высокую температуру плавления. По этой причине в наружной орогенной области коры гранитоидный расплав возникает чрезвычайно редко. С другой стороны, если содержание поровых вод в гранитоидных породах при соответствующем повышении температуры недостаточно для образования расплава, происходит формирование кристаллических сланцев гранулитовой фации.

В результате контактовых воздействий анатектических и палингенных расплавов метаморфизм вновь усиливается. В верхних зонах области анатексиса образуются пегматиты, богатые кварцем и полевым шпатом (метатекты, вениты). В окружающей «остаточной ткани» происходит прежде всего относительное обогащение темными мафическими компонентами. В более глубоких зонах эти последние также вовлекаются в состав метатектов, пока не произойдет растворение всех составных частей. Часть рудных минералов (пирит, магнетит) находится вначале в меланократовом остатке. Лишь при полном расплавлении это остаточное рудное вещество растворяется и рассеивается. В новообразованном анатектическом расплаве возможность образования концентраций вещества, по-видимому, отсутствует [389]. Лишь по периферии области гранитизации иногда развиваются локальные рудные скопления, имеющие, подобно реакционным скарнам, характер контактовых месторождений.

В последнее время распространено мнение, отрицающее активную роль гранитных интрузий как источника элементов при образовании месторождений (Э. Китл [259], А. Тугаринов [21], 1968; Н. Судовиков [117], А. Овчинников, 1968, В. Барсуков [28], Я. Белевцев [31]). А. Тугаринов в особенности придерживается мнения о том, что гранитный магматизм выполняет лишь мобилизующую и стимулирующую роль при формировании метаморфогенных растворов, а растворенные компоненты заимствуются из окружающих комплексов метаморфизованных пород. Это представление лежит в основе положения о том, что по мере возрастания степени метаморфизма происходит значительное снижение содержаний некоторых элементов и что этот процесс связан с переходом элементов в метаморфогенные растворы. Интрузивному процессу приписывается лишь пассивная роль источника тепла, благодаря которому активизируется региональный метасоматоз во вмещающих породах (современный вариант латеральсекреционной теории Ф. Зандбергера [353]; представлен в недавних работах Р. Бойля [174] и др.).

2.2. Геохимические факторы, влияющие на минерагению [1]

Геохимические процессы, приводящие к возникновению скоплений элементов, минерализации, проявлений минерального сырья и, наконец, месторождений, могут быть сведены к физическим, химическим и биологическим процессам. Для установления причин концентрации элементов необходимо обратиться к упрощенным системам. Разумеется, не следует недооценивать того, что придется пойти на сильное упрощение и что это не даст реального отражения всей сложности процессов.

Если рассматривать геохимические процессы в минерагеническом аспекте, то в первую очередь важен вопрос об условиях, при которых происходит *концентрация* элементов и минералов. Это означает, что основные физические, химические и биологические параметры должны оцениваться в отношении того, влияют ли они, и в какой степени, на аккумуляцию вещества. При этом предполагается, что аккумуляция может осуществляться лишь в ходе процессов, сопровождающихся переносом вещества. На этой основе должны изучаться мобильность — стабильность систем, условия миграции — осаждения, а также концентрации — рассеяния элементов.

Действующие в этих процессах параметры подробно рассматриваются в учебниках физики, химии, физической химии и биохимии, в связи с чем можно ограничиться их краткой характеристикой. Кроме того, здесь имеет значение не столько полнота изложения, сколько объяснение важнейших принципов. В дальнейшем подробнее рассмотрены физико-химические и биохимические факторы, оказывающие решающее влияние на распределение вещества; в связи с этим изложена также геохимическая классификация элементов.

2.2.1. Физико-химические факторы

2.2.1.1. Агрегатное состояние вещества. По степени упорядоченности атомов или молекул различают три агрегатных состояния: твердое, жидкое и газообразное. Твердые тела обладают наибольшей степенью упорядоченности; их атомы закономерно располагаются в кристаллической решетке. Газы, напротив, имеют самую низкую степень упорядоченности; их атомы или молекулы перемещаются в пространстве почти свободно, направления движений подчиняются законам статистики.

[1] Авторы очень обязаны д-ру Х. Унгетюму, Берлин, за просмотр раздела и критические замечания.

Жидкости занимают промежуточное положение; их атомы или молекулы перемещаются, по-видимому, почти незакономерно, однако средняя длина свободного пробега гораздо меньше, чем у газов. Каждый элемент (кроме ^4He) может принимать эти три состояния вещества. Превращения осуществляются при характеристических температурах (точка плавления и точка кипения), зависящих от давления.

Подвижность вещества зависит в первую очередь от его агрегатного состояния. Газы наиболее подвижны; менее подвижны жидкости; твердые вещества наименее подвижны. Если мы имеем дело с закрытой системой, то повышение температуры во всех случаях действует на подвижность стимулирующим образом, а повышение давления — тормозящим. При появлении градиента давления начинают действовать процессы мобилизации. Расплавы, имеющие большое значение в геологических явлениях, располагаются по степени упорядоченности их атомов или молекул между жидкостями и твердыми веществами. Их подвижность зависит помимо температуры также от химизма. Исходя из агрегатного состояния, минерагенически важные элементы или соединения могут быть подразделены по степени подвижности (табл. 2.10).

Таблица 2.10

Степень подвижности некоторых элементов или соединений в зависимости от точек их плавания или кипения

Степень подвижности	Точка плавления, °С	Точка кипения, °С	Примеры
Весьма подвижные	<-50	$<+20$	Благородные газы, H_2, N_2, F_2, O_2, CH_4, HCl, H_3As, H_2S, Cl_2, CO_2, BCl_3, HF, SO_2
Подвижные	$-70 \ldots +350$	$+20 \ldots +800$	$SiCl_4$, $SnCl_4$, $AsCl_3$, Br_2, I_2, Hg, S_2, Se_2
Слабо подвижные	$>+350$	$>+800$	Ag, Cu, Au, группа платины, алмаз

Несмотря на то что точки плавления и кипения зависят от давления, температура оказывает большее влияние на подвижность. Поэтому для мобилизации вещества решающее значение имеют изменения температуры с ограничениями, вытекающими из их агрегатного состояния.

Агрегатное состояние и следующие из этого различия в подвижности имеют принципиальное значение для разделения вещества в ходе развития Земли. Так, например, строение геосфер (атмосферы, гидросферы, литосферы с корой и мантией)

является результатом постоянного действия этого основного параметра. Большинство легколетучих компонентов играет важную роль в магматических и постмагматических процессах (вулканических эксгаляциях, при дифференциации остаточных растворов и др.) в качестве минерализаторов, а также факторов миграции при переносе веществ, в том числе и обычно труднолетучих, но растворенных в легколетучих веществах.

2.2.1.2. Сила тяготения. В соответствии с законом всемирного тяготения (законом Ньютона) две материальные точки притягиваются друг к другу с силой, прямо пропорциональной их массе и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними. Химические элементы, молекулы и соединения обладают различными плотностями вследствие различий в атомных и молекулярных весах, а также в плотности упаковки.

Под плотностью понимают массу вещества, приходящуюся на единицу объема. Ее значения для твердых веществ и жидкостей приводятся в г/см^3, для газов — в г/л. Для последних данные должны быть приведены к нормальным условиям (0°С или 25°С, 760 мм ртутного столба), поскольку их плотности сильно зависят от давлений и температур. В общем считают, что газы обладают малыми плотностями, жидкости — средними, а твердые вещества — высокими. В геологических построениях различия в плотности у газов и у жидкостей играют подчиненную роль, поскольку как те, так и другие (жидкости, естественно, в меньшей степени) вследствие своей относительно небольшой по сравнению с твердыми веществами (породами) плотности весьма легкоподвижны. Газы особенно реагируют на различия температур и давлений. В табл. 2.11 приведены плотности некоторых твердых веществ.

Минерагеническое значение силы тяжести заключается в том, что при геологических процессах как в жидкой расплавленной,

Таблица 2.11

Плотности некоторых важных в минерагеническом отношении веществ

Характеристика плотности	Значение, г/см^3	Примеры
Крайне малая	0,1—6 г/л	Газы
Очень малая	1,0—1,5	Жидкости
Малая	1,5—3	Карналлит, сильвин, галит, сера, гипс, ортоклаз, кварц, плагиоклаз, светлые слюды, кальцит
Средняя	3—5	Темные слюды, турмалин, флюорит, амфибол, пироксен, оливин, сидерит-гранат, барит
Высокая	5—8	Магнетит, гематит, сульфиды, касситерит
Очень высокая	8—12	Самородные медь, серебро
Крайне высокая	>12	Самородные ртуть и золото, платиноиды

так и в твердой среде благодаря различиям в плотности возникает сортировка (гравитационная дифференциация). К примерам подобной дифференциации можно отнести как расслаивание сульфидных и силикатных расплавов (скопления пирротин-пентландитового состава), так и отсадку из расплава агрегатов кристаллов высокой плотности (хромит-ильменитовые концентрации). Они также известны в области осадкообразования, например, при формировании россыпей, т. е. при скоплении в благоприятных участках тяжелых и устойчивых к химическим и физическим процессам минералов (элювиальные, аллювиальные и морские россыпи с концентрациями самородного золота и платины, касситерита, магнетита, ильменита, граната, рутила, циркона, колумбита-танталита, торианита и др.).

2.2.1.3. Форма химического существования элементов. Для подвижности элементов важна форма их проявления. Независимо от (физического) агрегатного состояния элементы находятся в форме атомов, ионов, молекул или комплексов. Основой этих форм существования является взаимное расположение электронов и их стремление к построению полных электронных оболочек. Явление, называемое валентностью, подтверждено положением элементов в периодической системе. Форма связи элементов в их соединениях (ионная, металлическая, молекулярная) равным образом может быть выведена из периодической системы. Имеют место, например, следующие соотношения:

а. $NaCl$, $MgCl_2$, $AlCl_3$, $SiCl_4$, PCl_3, SCl_2, $ClCl$
Усиление молекулярной связи ——→
Ослабление ионной связи ——→
б. $NaCl$, Na_2S, Na_3P, Na_xSi, Na_xAl, Na_xMg, $NaNa$
Усиление металлической связи ——→
Ослабление ионной связи ——→
в. $ClCl$, SS, PP, $SiSi$, $AlAl$, $MgMg$, $NaNa$
Усиление металлической связи ——→
Ослабление молекулярной связи ——→

Элементы, проявляющие ионную или металлическую связь (Na, Mg, Si, Fe, Cu, Pb), обладают преимущественно *металлическими* свойствами; проявляющие молекулярную связь — *неметаллическими* свойствами (H_2, N_2, O_2, Cl_2, S_2).

Элементы в ионной форме, кроме того, особенно предрасположены к образованию комплексов. Последние представляют собой группировки элементов, сохраняющиеся при многих химических реакциях и обладающие характерными особенностями, отличающими их от отдельных составных частей.

С точки зрения геохимической подвижности можно сказать, что элементы, находящиеся в ионной и атомарной формах, являются химически наиболее активными и подвижными. Хотя подвижность ряда элементов, связанных в молекулы (H_2, N_2),

и велика, некоторые из них (N_2, благородные газы) химически весьма инертны. Химическая активность элементов, связанных в комплексы, в противоположность вышеупомянутым всегда ограниченна. Химическая активность, или готовность принять участие в реакциях, является меньшей, чем это следовало бы из концентрации элемента. Появление элементов в форме комплексов крайне важно в геохимическом отношении. При этом в качестве лигандов выступают как неорганические ионы (O^{2-}, OH^-, Cl^-, CO_3^{2-}), так и органические (гуминовый, порфириновый кислотные остатки), образующие комплексы с элементами переменной валентности (S, Fe, V, U, Zn и др.). Эти комплексы в значительной мере влияют на миграционную способность элементов.

Для участия в геохимических реакциях, для миграции и осаждения элементов совсем не безразлично, являются ли они устойчивой составной частью решетки кристаллического вещества или имеют лишь сорбционные связи. Подобные связи при изменениях во внешней среде, особенно при повышении температуры, легче разрушаются, чем кристаллохимические. Хорошими сорбентами служат многие тонкозернистые вещества, обладающие большой поверхностью (органическое вещество, коллоиды, глинистые минералы). Они способны не только накапливать значительные количества элементов, но и переносить сорбированное вещество, большей частью в форме суспензии. При этом происходит перемещение элементов, часто значительное. Глинистые и гумусовые вещества, гель кремнекислоты и двуокись марганца, обладающие отрицательным зарядом, сорбируют преимущественно катионы (K, Ba, Pb, Zn, W, Co), в то время как гидроокислы железа, алюминия и титана — преимущественно анионы (As, V, Se). Адсорбционная способность щелочных и щелочноземельных элементов убывает, согласно Ноллю, в следующей последовательности:

а. $Cs^+ > Rb^+ > K^+ > Na^+ > Li^+$

б. $Be^{2+} > Mg^{2+} > Ca^{2+} > Sr^{2+} > Ba^{2+}$

2.2.1.4. *Устойчивость химических связей.* Для того чтобы получить возможность выражения устойчивости связи, следует выяснить размеры сродства изучаемых реакций. Под *сродством* химической реакции понимают, согласно Вант-Гоффу, наибольшую полезную работу, которую можно получить при замещении единицы количества вещества. Ее называют также свободной энтальпией реакции (ΔG_R); она получает отрицательное значение, если процесс сопровождается затратой работы. Таким образом, свободная энтальпия реакции и сродство химической реакции взаимно противоположны.

При химических процессах из всех возможных реакций раньше и быстрее всего протекают те, в которых участвующие компоненты обнаруживают наибольшее сродство, т. е. при которых свободная энтальпия реакции имеет максимальное абсолютное значение.

Так, например, при окислении металлического железа могут быть в принципе достигнуты три степени окисления: FeO (вюстит), Fe_3O_4 (магнетит) и Fe_2O_3 (гематит). Свободная энтальпия этих реакций, пересчитанная соответственно на 1 атом Fe, составит:

$$Fe + {}^1/_2O_2 \rightleftharpoons FeO, \qquad \Delta G_R = -58{,}4 \text{ ккал};$$

$$3Fe + 2O_2 \rightleftharpoons Fe_3O_4, \qquad \Delta G_R = -80{,}8 \text{ ккал};$$

$$2Fe + {}^3/_2O_2 \rightleftharpoons Fe_2O_3, \qquad \Delta G_R = -88{,}5 \text{ ккал}.$$

Из этого вытекает, что Fe_2O_3 (вследствие максимального абсолютного значения ΔG_R) представляет собой наиболее устойчивое соединение из всех возможных продуктов реакции. Fe_3O_4 немного менее устойчив. Реакция превращения Fe в FeO характеризуется наименьшим абсолютным значением *свободной энтальпии. Полученный результат полностью согласуется с проявлением* этих трех окислов в природе. В то время как Fe_2O_3 и Fe_3O_4 распространены широко, FeO практически не встречается.

Сродство, или свободная энтальпия, реакции может быть вычислено из значений электродвижущих сил, из химического равновесия, из теплового эффекта реакции, а также из циклического процесса Габера—Борна с учетом энергии кристаллической решетки компонентов, принимающих участие в реакции.

Ответ на вопрос, при каких значениях концентраций выпадает химическое соединение, дает произведение растворимости. Под *произведением растворимости* K_L понимают нижний предел произведений концентраций участвующих в реакции веществ, выше которого выпадает соответствующее соединение.

Для галенита (PbS) при $P=1$ *атм и* $T=25°C$

$$K_{L\,PbS} = [Pb^{2+}] \times [S^{2-}] = 10^{-28}.$$

Это означает, если предположить идеальные условия (и, следовательно, отсутствие комплексообразования), что PbS выпадает, когда это произведение для компонентов реакции превышает 10^{-28}. Произведение растворимости зависит от температуры. Соответствующие значения для 100°C и 200°C составят 10^{-23} и 10^{-19}.

Соотношения растворимостей могут значительно изменяться благодаря образованию комплексов (например, $PbHS^+$, $PbCl^+$), а также присутствию других веществ (растворенных спутников, например Na, Ca, Zn). Сульфид- и хлоридсодержащие комплексы играют важнейшую роль в гидротермальных процессах. Растворимость сильно возрастает чаще всего благодаря комплексообразованию. Растворимость вещества зависит также от

характера его зернистости — тонкозернистые вещества растворимы лучше крупнозернистых.

Таким образом, условия, при которых выпадает химическое соединение, зависят, в соответствии с приведенным выше, не от общих концентраций элементов, присутствующих в системе (т. е. ΣPb, ΣS), но от концентраций (активностей) компонентов, участвующих в данной реакции (Pb^{2+}, S^{2-}). Концентрации этих компонентов регулируются физико-химической средой, характеризуемой *окислительно-восстановительным потенциалом* (Eh) и концентрацией водородных ионов (pH).

Под *окислительно-восстановительным потенциалом* понимают меру того количества энергии, которое испытывает превращение в обратимой системе. Он указывает на степень окисления или восстановления и является относительным показателем окисляющей или восстанавливающей силы системы по отношению к стандартному потенциалу. В качестве последнего выбран потенциал реакции

$$2H^+ + 2e^- \rightleftarrows H_2,$$

приобретающий, согласно определению, нулевое значение при pH=0. Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) при данном парциальном давлении H_2 соответствует определенному парциальному давлению O_2. Любой процесс окисления или восстановления связан с обменом электронами и зарядами.

Лишение электронов означает окисление:

$$Fe^{2+} - e^- \rightarrow Fe^{3+}.$$

Приток электронов означает восстановление:

$$Fe^{3+} + e^- \rightarrow Fe^{2+}.$$

Различия свойств элементов в процессах миграции и осаждения *в зависимости от окислительно-восстановительных условий* могут проявляться, естественно, лишь у тех из них, которые проявляют две или более валентности. Однако соответствующий эффект может быть чрезвычайно велик. Закономерности окислительно-восстановительных процессов важны в двух отношениях; во-первых, имея соответствующие сведения, можно предсказывать, при каких конкретных геологических условиях элемент может давать концентрации, а, во-вторых, валентность накопившегося элемента сама может служить показателем окислительно-восстановительных условий для времени его концентрации. Важными *индикаторами окислительно-восстановительных условий* являются

катионы: Cu (±0, +1, +2), Pb (±0, +2, +4), Fe (±0, +2, +3), Mn (±2, +3, +4), V (+3, +4, +5), Mo (+4, +6), U (+4, +6);

элементы с промежуточными свойствами: As (—3, ±0, +3, +5), Sb (—3, ±0, +3, +5);

анионы: S (—2, ±0, +6), Se (—2, ±0, +4, +6).

Влияние окислительно-восстановительного потенциала на распределение (миграция—осаждение) элементов особенно велико в условиях осадконакопления. Однако и при повышенных температурах (в гидротермальных условиях) окислительно-восстановительный потенциал играет большую роль, хотя из-за недостатка термодинамических данных еще не во всех случаях возможно точно рассчитать эти соотношения. Можно сделать общий вывод, что ионы, образующие с O^{2-} относительно труднорастворимые соединения, концентрируются в окислительных условиях (например, Mn^{4+}, Fe^{3+}). Ионы, образующие относительно труднорастворимые соединения с S^{2-} (Fe^{2+}, Cu^{+}), накапливаются, напротив, в восстановительных условиях.

С окислительно-восстановительным потенциалом тесно связана *концентрация водородных ионов* pH. В соответствии с определением под pH понимается отрицательный логарифм концентрации водородных ионов. Поскольку при 25°C $[H^+] \times [OH^-] = 10^{-14}$, принята шкала значений pH от 0 до 14. Значения показателя pH, как и Eh, в равной степени определяют возникновение тех или иных форм проявления элементов (рис. 2.26).

В континентальных областях значения pH водной среды большей частью не превышают 7 (нейтральная и кислая среда), в морских областях преобладают значения выше 7 (нейтральная и щелочная среда). Существуют, однако, исключения, например континентальные бессточные соленые озера, имеющие щелочную среду. Кислая среда в большинстве случаев способствует рассеянию; в подобных условиях большая часть соединений присутствует в виде относительно хорошо растворимых сульфатов, хлоридов и бикарбонатов. Щелочная среда часто способствует концентрации: в ней устойчивы преимущественно труднорастворимые гидроокислы, карбонаты и окислы.

Ниже поясняются диаграммы Eh—pH двух важных в минерагеническом отношении систем. На рис. 2.26 показана зависимость устойчивости некоторых соединений в системе Pb—S—H_2O от Eh—pH в определенных условиях. Минерагеническое значение приобретают здесь лишь формы, появляющиеся в пределах поля с преобладанием H_2O. Это относится к следующим случаям:

в восстановительных условиях (pH=0, Eh < +0,3 В; pH=14, Eh <—0,7 В) стабильны лишь формы с низкими валентностями: $PbS + H_2S + HS^- + S^{2-} + S^{0\pm}$;

в окислительных условиях (pH=0, Eh > +0,3 В; pH=14, Eh > —0,7 В) устойчивы лишь формы с высокими валентностями: $Pb^{2+} + S^{0\pm} + PbSO_4 + PbO + Pb(OH)_3 + HSO_4^- + SO_4^{2-}$;

в щелочной среде (pH>7) в сильно окислительных условиях (Eh>+0,2 В) проявляется трех- и четырехвалентный свинец (Pb_3O_4, PbO_2, PbO_3^{2-});

в кислой среде в общем устойчивы слабо диссоциирующие или совсем недиссоциирующие формы: H_2S, HSO_4^-;

в щелочной среде появляются, напротив, диссоциирующие формы: HS^-, S^{2-}, PbO_3^{2-};

в отдельных выдержанных полях развития концентрации содержащихся в растворе форм почти соответствуют общим концентрациям, приведенным

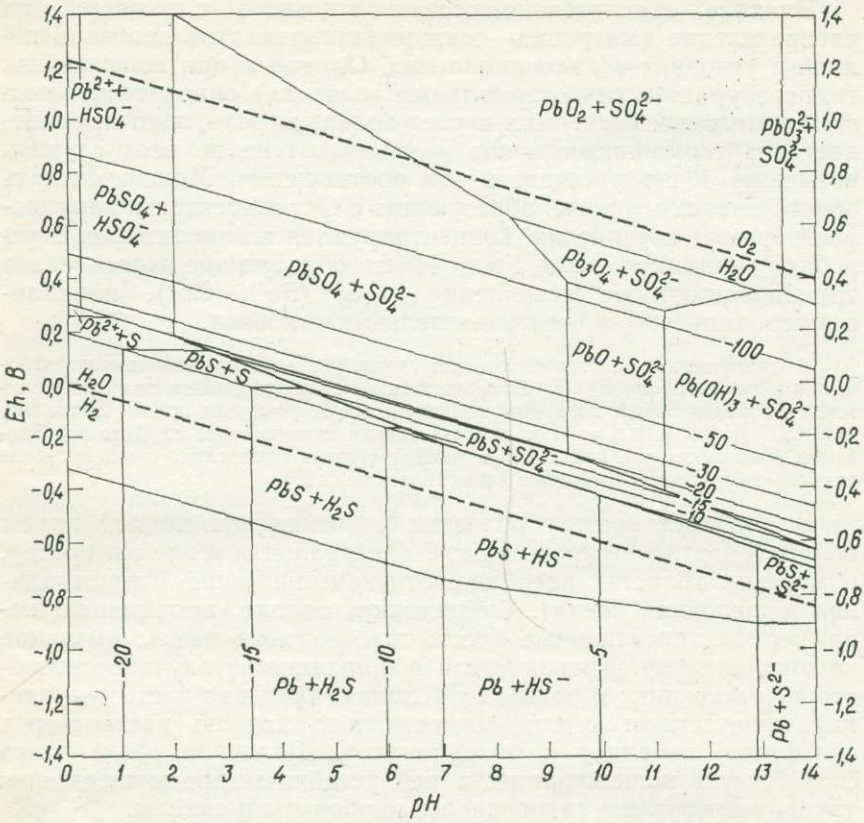


Рис. 2.26. Устойчивость некоторых соединений Pb, S и O в системе Pb—S—H_2O *при температуре 25 °С и общем давлении 1 атм. Показаны изолинии концентрации* S^{2-}.

Суммарная активность (в моль/л): $\sum Pb=10^{-4}$, $\sum S=10^{-2}$. Более подробные пояснения приведены в тексте.

для ΣS или ΣPb. Линии изоконцентраций, изображенные, например, для S^{2-} (от 10^{-5} до 10^{-100}), показывают, однако, что и за пределами полей развития встречаются ограниченные количества соответствующих форм, которые в особых условиях (а именно при небольшом значении произведения растворимости соответствующих соединений) оказываются достаточными для осаждения определенных веществ и за пределами полей развития. Примером может служить область устойчивости PbS, большая по сравнению с относительно небольшим полем развития S^{2-}.

Из диаграммы можно сделать вывод, что PbS (галенит) может образовываться лишь в восстановительных условиях. Для осаждения $PbSO_4$ (англезита) необходима кислая или нейтральная окислительная среда (нормальная зона окисления). Такие

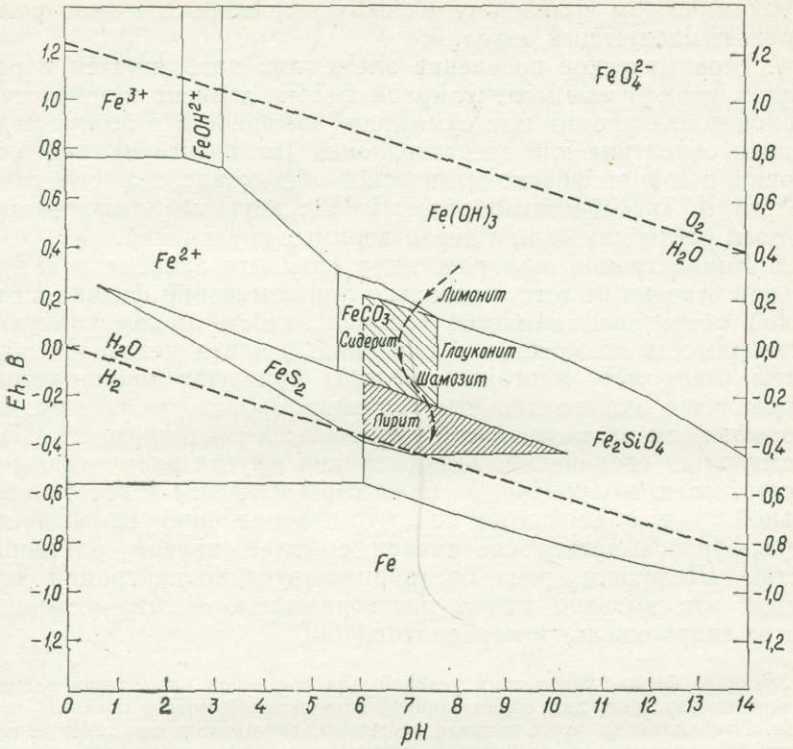


Рис. 2.27. Устойчивость некоторых соединений железа в системе Fe—S—C—Si—H_2O при температуре 25 °С и общем давлении 1 атм.

Суммарная активность (в моль/л): $\sum Fe = 10^{-4}$, $\sum C \approx 10^{-1}$, $\sum S = 10^{-5}$, $\sum Si = 10^{-1{,}84}$. *Верхнее заштрихованное поле* — возможно совместное нахождение сидерита и шамозита; *нижнее заштрихованное поле* — возможно совместное нахождение пирита и шамозита.

соединения, как Pb_3O_4 (сурик) или PbO_2 (платтнерит), могут выделяться лишь в основной, сильно окислительной среде.

На рис. 2.27 представлены соотношения устойчивости некоторых Fe-содержащих минералов. Такие минералы, как лимонит, сидерит, глауконит, шамозит и пирит, могут (с некоторым перекрытием) образовываться лишь при определенных условиях Eh—pH, являющихся критическими для среды. Линия со стрелками приблизительно отражает смену фаций морских осадочных железных руд при переходе от более окислительной к более восстановительной среде.

Доказательство присутствия подобных и других минералов критической среды и сравнение их положения на диаграммах Eh—pH является необходимым для фациального анализа при литологических исследованиях в качестве предварительного условия для формационно-минерагенических выводов.

Влияние окислительно-восстановительного потенциала и значений pH на поведение многочисленных элементов, важных

в геохимическом и минерагеническом отношениях, можно резюмировать следующим образом:

1. Геохимическое поведение элементов, находящихся в растворе в ионной или молекулярной форме, зависит помимо суммарной концентрации или суммарной активности в основном от степени окисления или восстановления (валентности), преобладающей в данной физико-химической обстановке, а также, в частности, от способности образовывать с другими компонентами системы растворимые или нерастворимые соединения.

2. Концентрация или рассеяние элемента зависят в значительной степени от того, насколько при изменении физико-химической обстановки меняется его валентность и тем самым — растворимость возможных соединений. То, что некоторые элементы (например, марганец, железо) образуют концентрацию прежде всего в окислительных условиях, происходит потому, что с повышением их валентности уменьшается растворимость соответствующих соединений. Концентрации других элементов (например, меди, молибдена, а также серы и урана) в восстановительной среде объясняются тем, что с понижением валентности могут образовываться соединения с более низкой растворимостью. Щелочная среда благоприятствует концентрации элементов, что вызвано малой растворимостью в этих условиях многих гидроокислов и карбонатов [406].

Значение физико-химических условий для процессов накопления элементов и, следовательно, для образования месторождений можно пояснить примером. Предположим, что в водных растворах, гипогенных или гипергенных, содержатся элементы в следующих количествах: много меди, много серы, мало железа. Если этот раствор, который должен обладать нейтральной реакцией, попадает в *окислительную среду*, устойчивыми окажутся следующие ионы: Cu^{2+}, SO_4^{2-}, Fe^{3+}, OH^-, H^+. Образуется большое количество сульфата меди, легкорастворимого и поэтому способного к миграции, и немного лимонита, который выпадает. Поскольку в системе мало железа, возникают лишь незначительные его концентрации. Геохимический процесс не приводит к аккумуляции вещества, имеющей минерагеническое значение.

Совершенно иная ситуация возникает в случае, когда аналогичный раствор оказывается в *восстановительной среде*. Здесь устойчивы Cu^+, Cu^{2+}, S^{2-}, Fe^{2+}, OH^-, H^+. В этих условиях образуется сравнительно много халькопирита, вероятно, также борнита и немного пирита. Геохимический процесс приводит в этом случае к концентрациям, имеющим минерагеническое значение.

Таким образом, физико-химические условия (Eh и pH) оказывают решающее влияние на поведение многих элементов — их миграцию и рассеяние или осаждение и концентрацию. Более подробную информацию о конкретных закономерностях распределения можно почерпнуть в специальной литературе и обобщающих работах, например [208, 405, 406, 115].

Другим параметром, позволяющим подразделить элементы по их геохимическим свойствам, но неопределимым конкретно

с физико-химической точки зрения, является *ионный потенциал* — показатель соотношения валентности с ионным радиусом (по Картледжу и Гольдшмидту, см. [19]).

Из положения элементов на диаграмме (рис. 2.28) можно сделать следующие выводы в отношении их геохимических свойств, прежде всего в экзогенных процессах:

I. Элементы с ионным потенциалом меньше 2 (Cs^+, Rb^+, K^+, Na^+, Li^+, Ba^{2+}, Sr^{2+}, Ca^{2+}) остаются в ионном растворе даже при

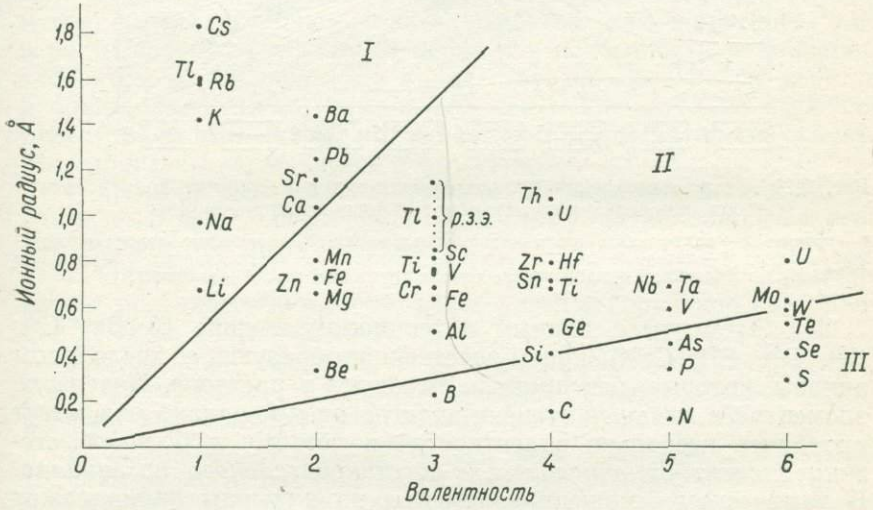


Рис. 2.28. Химическая группировка элементов по ионным потенциалам (соотношение ионного радиуса и валентности).

относительно высоком pH. Их поведение, таким образом, *не зависит* или *мало зависит от pH*. Поскольку эти элементы проявляют лишь одну валентность, они также *не зависят от окислительно-восстановительного потенциала*. В химическом отношении элементы этой группы принадлежат к образующим основания. Они дают концентрации прежде всего в соленосных и карбонатных отложениях.

II. Элементы с ионным потенциалом в пределах $\geqslant 2 \ldots \leqslant 10$ (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}, Be^{2+}, Zr^{4+}, Si^{4+}) легко гидролизуются и связываются в виде гидроокислов отчасти уже при средних значениях pH. Поэтому их поведение в *большой степени зависит от pH*. Ряд элементов, кроме того, *зависит от* Eh (Fe^{2+}/Fe^{3+}). В химическом отношении элементы этой группы принадлежат к амфотерным. Они образуют концентрации прежде всего в окисных и аргиллитовых отложениях.

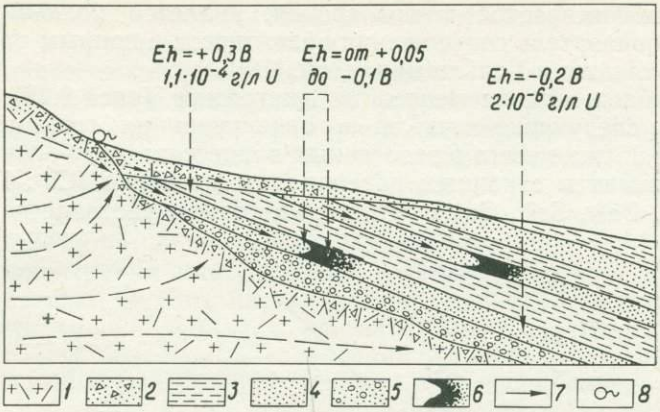


Рис. 2.29. Схема накопления урансодержащих руд в осадках в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала [58].

1 — гранит; *2* — делювиально-пролювиальные отложения; *3* — глинистые водонепроницаемые осадки; *4* — песчаные водопроницаемые осадки; *5* — конгломераты; *6* — урановые скопления; *7* — направление потока грунтовых вод; *8* — источник.

III. Элементы с ионным потенциалом больше 10 (B^{3+}, C^{4+}, N^{5+}, P^{5+}, S^{6+}, Cr^{6+}) преимущественно образуют с кислородом анионы, которые, как правило, остаются в растворе. Поведение элементов *в меньшей степени зависит от pH*, однако они могут проявлять несколько валентностей и поэтому *в большой степени зависят от окислительно-восстановительного потенциала*. В химическом отношении элементы этой группы принадлежат к образующим кислоты. Они интенсивно накапливаются в углисто-битуминозных отложениях.

Из изложенного следует, что в минерагеническом отношении особенно важны изменения физических и химических параметров, оказывающие влияние на растворимость имеющихся в какой-либо системе соединений и тем самым — на их миграцию или концентрацию. Поэтому при анализе минерагенических процессов следует учитывать способность геологических образований изменять физико-химическую обстановку.

Из геологической практики известно достаточное количество подобных примеров. Так, например:

карбонатные и магматические породы, богатые Ca, повышают pH среды минералообразования;

аргиллитовые и богатые кварцем горные породы понижают pH;

окисные образования, например содержащие окислы Mn и Fe, повышают Eh;

углистые вещества, черные сланцы, сульфидоносные глины и прочие понижают Eh.

Реакции осаждения, обусловленные подобными внешними воздействиями, были названы Г. Шнейдерхёном [361] *топоминеральными реакциями*, а вызы-

вающие их геологические образования названы А. Перельманом [17] *геохимическими барьерами.* На рис. 2.29 показано, как окислительно-восстановительный потенциал может служить геохимическим барьером при образовании эпигенетических инфильтрационных скоплений урана.

2.2.2. Биохимические факторы

Если реакции, свойственные неорганическому миру, имеют существенное значение для проблем минерагении, то органические процессы с их влиянием на концентрацию — рассеяние не менее важны. Влияние живого вещества, как животного, так и растительного, на распределение и в особенности накопление элементов, отнесенное к его количеству, принимающему участие в процессах, должно оцениваться как исключительно высокое. Своеобразие воздействия органического вещества на геохимические процессы заключается в следующем:

1. Сами организмы, благодаря своей физиологической активности, вызывают, способствуют или стимулируют важные в геохимическом отношении реакции.

2. Определенные элементы могут избирательно накапливаться органической массой, даже если их первичное поступление не было повышенным.

3. Благодаря высокой, особенно у низших организмов, скорости размножения в соответствующей среде создается саморегулирующая и самовоспроизводящая система.

В многочисленных работах, прежде всего советских исследователей (В. Вернадского, А. Виноградова, И. Гинзбурга, В. Щербины и А. Перельмана), отмечалось большое влияние органического вещества на геохимические процессы, в особенности на осадконакопление. Важные закономерности распределения установлены, кроме того, В. Гольдшмидтом, П. Абельсоном и другими. Известны обобщающие работы Д. Зульфугарли [437], С. Манской и Т. Дроздовой [292], содержащие обстоятельную библиографию. Активное влияние микроорганизмов на образование или разрушение минералов подробно описано М. Силверманом и Х. Эрлихом [371]. Недавно В. Шварц [367] указал на значение микроорганизмов при формировании и разрушении месторождений и охарактеризовал область исследований геомикробиологии как пограничную между микробиологией и геологическими науками.

Органическое вещество способствует как рассеянию, так и концентрации элементов. На *рассеяние* влияют прежде всего органические вещества, проявляющие комплексообразующие свойства (например, гуминовые кислоты). При таких значениях Eh—pH, когда гидроокислы двух- или трехвалентных элементов (Ca, Fe, Mn, Al) должны выпадать, соответствующие гуматы остаются растворимыми, что позволяет перенос этих элементов. Это приводит к тому, что, например, в полуаридных и аридных областях, где влажность ничтожна и грунтовые воды имеют в связи с этим слабощелочную реакцию, подвижность некоторых элементов (Fe, Zn, Cu, Ni, Co, Ca) исключительно низка. Напро-

тив, в областях с гумидным климатом и, следовательно, с грунтовыми водами, обладающими слабокислой реакцией, подвижность этих элементов значительно возрастает.

Повышенная миграционная способность свойственна не только гуматам, но и другим металлоорганическим комплексам (например, порфиринам), и при данных обстоятельствах обусловливает высокую подвижность U, V, Ti, Au, Hg и др. Металлоорганические соединения способствуют также переходу в раствор металлов из рудных тел, расположенных у поверхности, и служат причиной формирования четких вторичных ореолов рассеяния.

Живые организмы содействуют *концентрации* элементов в первую очередь благодаря реакциям обмена веществ. С одной стороны, они участвуют непосредственно в породообразовании (известняки, кремнистые осадочные породы — диатомиты, радиоляриты), а с другой стороны, и непосредственно влияют на образование месторождений полезных ископаемых (твердые, жидкие и газообразные углеводороды, фосфориты, сера, гидроокиси железа и марганца, концентрации цветных металлов и редких элементов в углеродистых осадках — черных сланцах, медистых сланцах). Организмы накапливают не только необходимые для живой материи главные элементы (помимо C, H, O прежде всего N, S, P), но и большое число элементов-примесей, в особенности U, Mo, Cu, V, Ge, галогены, B, Zn, Mn и Se. Часть этих элементов, очевидно, активно накапливается в ходе жизнедеятельности организмов. Следует также учитывать высокую адсорбционную способность отмершей живой материи, связанную с ее восстановительными свойствами, как дополнительный эффект концентрации элементов. Независимо от вторичных процессов — от катагенеза до метаморфизма — между органическим веществом и многими элементами-примесями в осадках (прежде всего Mo, V, Cu, U) существует, как правило, четкая положительная корреляция. Способностью влиять на накопление элементов обладают в равной мере вещества животного и растительного происхождения; различия между ними не принципиальны, а выражены лишь в деталях. Для процессов накопления, связанных с органической материей, характерно, с одной стороны, что содержания (и, следовательно, коэффициенты концентрации) главных элементов обычно лишь незначительно колеблются, в то время как содержания элементов-примесей весьма изменчивы; с другой стороны, простые формы, распространенные начиная с протерозоя (таллофиты, простейшие), могут накапливать многие редкие элементы при больших различиях в их содержаниях, в то время как более высокоразвитые формы (птицы, млекопитающие) аккумулируют относительно небольшое число элементов, преимущественно в неболь-

ших количествах. Ассоциация накопленных элементов большей частью отражает специфику геохимических условий среды обитания организмов. Морские организмы накапливают, например, F, Br и I в бо́льших количествах, чем континентальные. В этом отношении ассоциация элементов может служить критерием фациальной обстановки. Аккумуляция определенных элементов в растениях (Li, Zn, Ni) как следствие обогащения ими почв лежит в основе биогеохимических методов поисков и одновременно служит выражением зависимости баланса органического вещества от наличия химических элементов.

Если в отношении способа и уровня концентрации элементов и благоприятных для этого физико-химических и геологических условий, как явствует из специальной литературы, существуют многочисленные надежные данные, то механизм накопления, так же как и формы присутствия элементов, большей частью остается еще неясным (табл. 2.12).

Таблица 2.12

Максимальные коэффициенты концентрации некоторых элементов в органических веществах сравнительно с их средним содержанием в земной коре [266]

Элементы	В нефти, асфальте	В углях
Ni	20 000	80
V	3 500	6
B	1 000	1500
Ge	10	1600
Be	—	4000
As	—	1600

Как установлено, в особенности Л. Баас-Бекингом и др. [149], в экзогенных условиях на значения Eh и pH водной среды существенно влияет жизнедеятельность организмов. Это происходит благодаря потреблению и образованию определенных ионов, важных для осаждения или для перехода в раствор катионов тяжелых металлов (S^{2-}, SO_4^{2-}, CO_2, NH_3). Например, Thiobacillus thiooxidants, окисляя серу, может довести значение pH до единицы. В ходе биологических процессов наиболее действенными в отношении распределения элементов реакциями являются те, которые пока еще невоспроизводимы в лабораторных условиях или воспроизводимы лишь в особых условиях. К ним принадлежат, в частности, фотосинтез, реакции, обусловленные жизнедеятельностью автотрофных микроорганизмов, например серо- и железобактерий (окислителей железа), а также про-

цессы, вызванные деятельностью десульфурирующих, денитрифицирующих и производящих метан организмов.

Среди этих реакций первостепенное значение принадлежит, без сомнения, *фотосинтезу,* так как он в конечном результате приводит к возникновению больших количеств органического вещества. Его можно отнести к фундаментальным биологическим процессам. При этом устойчивые неорганические вещества в результате деятельности растений, использующих солнечную энергию, переходят в органические компоненты. Реакция может быть представлена в следующем виде:

$$xCO_2 + yH_2O \rightarrow C_x(H_2O)_y + xO_2.$$

Освобождающийся кислород участвует в процессах окисления.

Существенное геохимическое значение помимо фотосинтеза имеет бактериальное окисление сульфидов, серы и двухвалентного железа, а также восстановление сульфатов и нитратов.

Бактериальное окисление в аэробных условиях осуществляется бактериями, живущими в окислительной среде или в области, граничащей с восстановительной средой. К этим организмам принадлежат серобактерии, а также железобактерии, представленные меньшим числом видов. На рис. 2.30 характеристики Eh—pH серо- и железобактерий, приводимые Л. Баас-Бекингом и др. [149], представлены на диаграмме Eh—pH для системы Fe—S—CO_2—H_2O.

Бактериальное окисление в аэробных условиях имеет для геологических процессов не столь большое значение по сравнению с непосредственным окислением кислородом. Однако в определенных обстоятельствах оно может иметь важное значение, например при окислении серо- и железобактериями тонкозернистых глинистых осадков, которые из-за отсутствия пористости не могут в достаточной степени промываться кислородсодержащими водами.

Бактериальное восстановление значительно важнее для минерагенических процессов, чем бактериальное окисление. Перед лицом того факта, что в нормальных условиях невозможно восстановление сульфата в сероводород, т. е. сульфид водорода, без помощи бактерий, становится очевидным большое значение десульфурирующих микроорганизмов для геохимических процессов. На рис. 2.31 приведена диаграмма равновесия системы S—H_2O в нормальных условиях. Площадь, оконтуренная штрихпунктирной линией, соответствует среде обитания десульфурирующих бактерий (по Л. Баас-Бекингу и др. [149]). В экзогенных условиях эти организмы играют роль естественного биологического катализатора и обеспечивают осуществление круговорота серы в природе.

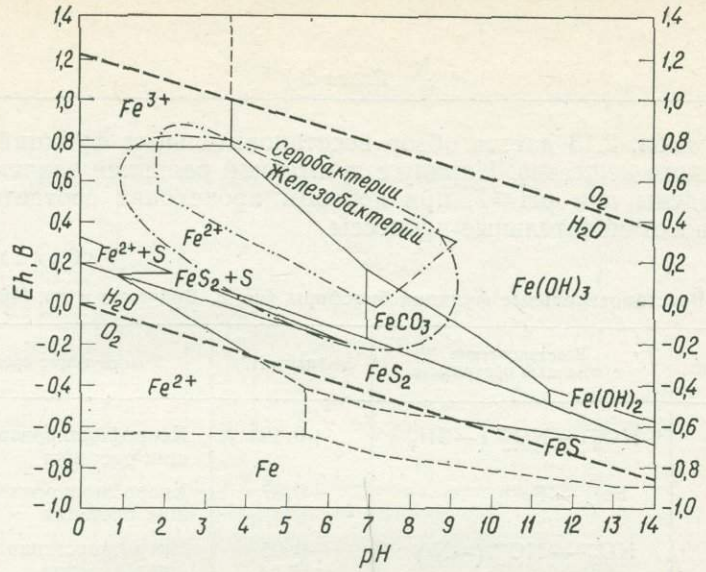


Рис. 2.30. Устойчивость некоторых соединений Fe в системе Fe—S—CO_2—H_2O при температуре 25 °С и общем давлении 1 атм.

Суммарная активность: $\sum Fe=10^{-6}$, $\sum S=10^{-2}$, $\sum [H_2CO_3]+\left[HCO_3^-\right]+\left[CO_3^{2-}\right]=10^{-1}$. Дополнительно приведена характеристика Eh—pH серо- и железобактерий по Л. Баас-Бекингу и др. [149].

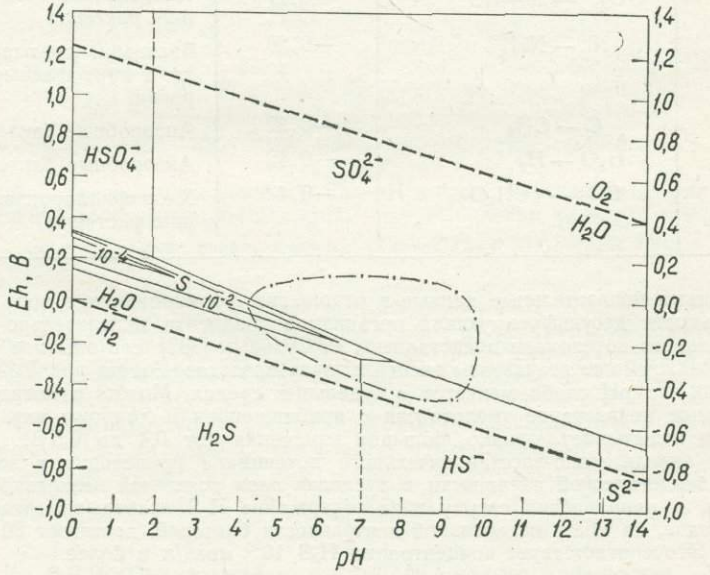


Рис. 2.31. Поля преобладания соединений, содержащих серу, при $\sum S=10^0$ (10^{-2}, 10^{-4}), температуре 25 °С и общем давлении 1 атм, а также характеристика Eh—pH десульфурирующих бактерий [149].

При $\sum S=10^0$ активность H_2S в пределах поля его преобладания составляет вследствие его ограниченной растворимости в воде лишь около 10^{-1}.

В табл. 2.13 дается обзор восстановительных функций органического вещества. Наряду с суммарной реакцией значения Eh приведены при pH=7, при котором происходят соответствующие восстановительные процессы.

Таблица 2.13

Восстановительные функции биосферы (по Е. Бойченко и др. [40])

Элемент	Восстановление с помощью организмов	Eh (при pH7)	Участвующие организмы
N	$NO_3^- \rightarrow NO_2^- (\rightarrow NH_4^+)$	+0,42	Хлорофиллпроизводящие растения
Fe	$Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$	+0,37	Хлорофиллпроизводящие растения
N	$NO_3^- \rightarrow NO_2^- (\rightarrow N_2)$	+0,05 (pH 8)	Нитратвосстанавливающие бактерии
Fe	$FeSO_4 \rightarrow FeS_2$	−0,10	Сульфатредуцирующие бактерии
S	$SO_4^{2-} \rightarrow S \rightarrow H_2S$	−0,24	Сульфатредуцирующие бактерии
S	$SO_4^{2-} \rightarrow S \rightarrow HS^-$	−0,27	Хлорофиллпроизводящие растения
N	$N_2 \rightarrow NH_4^+$	−0,28	Бактерии, связывающие азот, сине-зеленые водоросли
C	$C \rightarrow CH_4$	−0,32	Анаэробные бактерии
H	$H_2O \rightarrow H_2$	−0,42	Анаэробные бактерии
C	$CO_2 \rightarrow (CH_2O)$	−0,42	Хлорофиллпроизводящие растения

Весьма показательные данные в отношении формирования в зоне жизнедеятельности десульфурирующих организмов градиента окислительно-восстановительного потенциала представлены Р. Суховым [387]. Его опытное устройство и важнейшие результаты экспериментов представлены на рис. 2.32. Установлено, что pH слабо меняется в отдельных средах. Можно отметить лишь ничтожное возрастание кислотности с приближением к донному илу. Значение Eh испытывает, однако, бóльшие изменения (от 0,4 до 0,5 В), причем скачок окислительно-восстановительного потенциала происходит в зоне высокой биологической активности в пределах слоя толщиной несколько сантиметров. В направлении сверху вниз содержание H_2S непрерывно возрастает и в осадке, на месте интенсивной деятельности бактерий, достигает 80 мг/л и более. Это соответствует концентрации H_2S 10^{-3} моль/л и более.

Воздействие органической материи на геохимические процессы должно было начаться с образования биосферы, т. е. около 3 млрд. лет назад. С тех пор это воздействие непрерывно возрастало. Как уже указывалось, наибольшее значение как

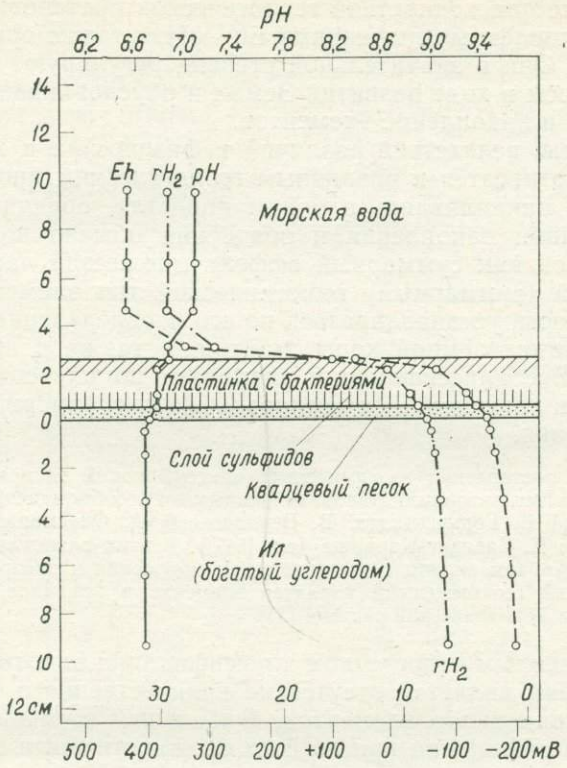


Рис. 2.32. Характеристика значений Eh—pH в среде морская вода — ил в присутствии серобактерий (Sulphuretum) при осаждении тяжелых металлов.

Опыт на модели; время выдержки 48 суток (по Р. Сухову, см. [406]).

геохимический фактор имеют микроорганизмы. Человек со своей чрезмерной активностью все сильнее вторгается в природное равновесие, нарушая его (формирование антропосферы) и создавая отчасти условия, враждебные окружающей среде (изменение и чаще всего загрязнение атмосферы вследствие возрастающей индустриализации). Для того чтобы сохранить среду обитания людей пригодной для жизни, необходимы действия как в национальном, так и в международном масштабе.

2.2.3. Геохимическая классификация элементов

Главными геохимическими факторами регионального (латерального и вертикального) распределения элементов являются гравитация, температура, давление и концентрации элементов,

характерные для конкретной геологической обстановки, существенно обусловленные значениями Eh—pH, а также органическим веществом. Они в значительной степени регулируют геохимические процессы в ходе развития Земли и обусловливают как рассеяние, так и накопление элементов.

Элементы, вследствие различий в физических и химических свойствах, относятся к различным геологическим процессам поразному и, накапливаясь в одном продукте, обедняют другой. Эти тенденции накопления и обеднения обычно должны рассматриваться как суммарный эффект множества частных причин. Общий (суммарный) геохимический тип элемента может, таким образом, устанавливаться по его распределению в отдельных формациях земной коры, мантии, а также в космических объектах. Все классификации элементов по их геохимическим свойствам в конечном счете основаны на закономерностях этого распределения.

Попытки составления геохимических классификаций элементов предпринимались многими авторами. Наиболее важными и всеобъемлющими являются классификации В. Гольдшмидта, В. Вернадского, А. Ферсмана, А. Заварицкого, а также Е. Садецки-Кардоша (см. [142]). В этих классификациях обобщен большой объем знаний о геохимическом поведении и распределении элементов. Общий геохимический характер элемента в принципе отражен его положением в периодической системе [25].

Определенным недостатком классификации вплоть до настоящего времени является отсутствие количественного выражения геохимических типов элементов. В большей степени количественные классификации при всей их сложности были бы намного более выразительными, чем качественные. Ниже представлен опыт такой классификации элементов по геохимическому поведению. Основой, как и в других классификациях начиная с В. Гольдшмидта, служит накопление элементов в различных по составу и строению геосферах: атмосфере, гидросфере, биосфере, литосфере (подразделенной на осадочные слои и магматические породы: кислые гранитоиды, средние и основные базальтоиды), халькосфере и сидеросфере. Соподчиненность и последовательность расположения элементов в пределах отдельных групп основаны на принципиальных особенностях распределения и соответствующей концентрации элементов в сравнении с кларками литосферы. По различным соображениям представляется полезным и геохимически обоснованным принять за исходную основу среднее содержание элемента в литосфере. Полученная классификация приведена в табл. 2.14.

Расположение подразделений по вертикали (атмофильные... сидерофильные) соответствует реальному положению геосфер в строении Земли. Расположение элементов по горизонтали соответствует ослаблению их геохимических свойств, характерных для данной группы; последовательность элемен-

Таблица 2.14

Геохимическая классификация элементов

Геохимический тип элементов	Тенденция к убыванию свойств данного типа →													
Атмофильные	Благородные газы		N_2	O_2	H_2	CO_2	Hg	CH_4	NO_2	SO_2	Cl	Br	I	
Гидрофильные	H_2	O_2	Cl 114 000	Br 32 000	S 2560	N 815	Na 430	B 370	I 160	C 122	Mg 69	Sr 24	K 15	Ca 14
Биофильные	C 780	H_2	N_2 240	O_2	P 7,5	Cl 6,4	S 5,4	I 5	B 3	V	Br			
Литофильные: седиментофильные	O_2	C 43	N 36	Se 12	B 8,3	S 8,1	Hg 4,8	As 3,9	Br 2,9	Li 1,9	Ga 1,6	V 1,4		
Литофильные: гранитофильные	U 1,6	Th 1,39	K 1,33	Cs 1,30	Li 1,25	Rb 1,20	Sn 1,20	Be 1,19	W 1,16	F 1,14	Pb 1,13	Si 1,11		
Литофильные: средних пород	Na 1,09	Ge 1,07	Zr, Hf 1,06	O_2 1,04	Y, La 1,02	B 1,0	Nb, Ta 1,0	Al 0,96	Ba 0,92	Mo 0,91	Sr 0,88	P 0,78	Zn 0,72	
Литофильные: базальтофильные	Ni 2,8	Co 2,5	Cr 2,4	Mg 2,4	Ca 2,3	V 2,2	Cu 2,1	Ti 2,0	Fe 1,85	Mn 1,75	Sc 1,67	Zn 1,57		
Сульфофильные	Ni 540	Cu 232	Bi 220	Cd 154	Ag 143	Co 116	Zn 102	Re 29	Mo 18	Hg 13	Fe 11	Pb 6	In	Te
халькогенные	S	Se	Te	As	Sb	Bi								
Сидерофильные	Fe	Co	Ni	Mo, Re	Платиноиды		Au							

тов соответствует убывающим значениям (цифры, приведенные в таблице под символами элементов) следующих отношений:

Атмофильные . . . . . $\frac{\text{кларк в атмосфере}^1}{\text{кларк в литосфере}^2}$

Гидрофильные . . . . $\frac{\text{кларк в гидросфере (морская среда)}^1}{\text{кларк в литосфере}}$

Биофильные . . . . . $\frac{\text{кларк в биосфере (в организмах)}^3}{\text{кларк в литосфере}}$

Седиментофильные . . $\frac{\text{кларк в глинистых сланцах}^2}{\text{кларк в литосфере}}$

Гранитофильные средних пород . . . . . $\frac{\text{кларк в гранитоидах}^4}{\text{кларк в литосфере}}$

Базальтофильные . . . $\frac{\text{кларк в базальтоидах}^2}{\text{кларк в литосфере}}$

Сульфофильные . . . . $\frac{\text{кларк в магматических сульфидах}^1}{\text{кларк в литосфере}}$

Сидерофильные . . . . $\frac{\text{содержание элементов в луговых рудах Fe}^1}{\text{содержание элементов в медистых сланцах}}$

[1] По К. Турекьяну, из книги К. Ведеполя и др. [423].
[2] По А. П. Виноградову [45].
[3] По А. П. Виноградову, из книги Д. Зульфугарли [437].
[4] По А. П. Виноградову и др., из статьи Г. Тишендорфа и др. [402].
[5] По К. Ранкама и Т. Сахама [329].

Числовые значения отношений представляют, по мнению авторов, хорошую относительную меру соответствия элемента геохимическому типу. Они служат прежде всего мерой для сравнения геохимических типов элементов между собой. Из-за недостатка данных или из-за того, что данные представляются непригодными, для H_2 и O_2, как и вообще для атмофильных элементов, эти значения не приведены. Это относится также к подгруппе сульфофильных (халькогенным элементам) и к сидерофильным элементам. Последняя из названных групп является наименее определенной в отношении геохимической самостоятельности и последовательности элементов, так как она выделена исключительно на основе изучения металлургических процессов.

Основой установления геохимического типа элемента является его тенденция к накоплению в различных геологических подразделениях. Поскольку это накопление в принципе является условием образования месторождений, можно сделать вывод о том, что соответствующие геологические образования или протекающие под их непосредственным влиянием геологические процессы могут априори оцениваться как продуктивные в отношении месторождений элементов, имеющих тенденцию к накоплению.

Элементы отдельных групп обладают следующими геохимически важными свойствами и минерагеническим значением (табл. 2.15):

Таблица 2.15

Минерагеническое значение геохимических типов элементов

Тип элементов	Химические свойства	Минерагеническое значение
Атмофильные	Неметаллы, летучие, легкорастворимые	Минерализаторы, т. е. переносчики небольшого числа растворимых компонентов в газах и жидкостях
Гидрофильные	Неметаллы, щелочные и щелочноземельные, легкорастворимые	Главные составные части водных растворов, имеющие решающее значение для переноса элементов как предпосылки их накопления; концентрируются в экзогенных (солевых и подсолевых) остаточных растворах
Биофильные	Неметаллы	Главные составные части органического вещества, активно влияющего на накопление многих элементов (прежде всего цветных металлов)
Седиментофильные	Преимущественно неметаллы, хорошо сорбируемые, биофильные	Накопление в черных сланцах и других отложениях, служащее предпосылкой возникновения осадочной геохимической специализации
Гранитофильные	Цветные и редкие металлы	Накопление в эпигенетических месторождениях из остаточных растворов кислых специализированных магм
Средних пород	Элементы побочных групп, щелочноземельные	Накопление в эпигенетических, часто пегматоидных месторождениях из остаточных растворов специализированных магм сиенитового состава
Базальтофильные	Элементы группы железа, цветные металлы, щелочноземельные	Накопление в сингенетических месторождениях путем гравитационной дифференциации или ликвационного расслоения основных и ультраосновных специализированных магматических расплавов
Сульфофильные	Цветные и редкие металлы	Накопление в восстановительных условиях при высоком содержании сульфидов (интрамагматическое, гидротермальное, осадочное)
Сидерофильные	Элементы группы железа, благородные металлы	Накопление предположительно в ядре Земли, а также в ходе искусственных (например, металлургических) процессов

2.3. Типы минерагенического развития

Одной из существенных задач «общей минерагении» является типизация минерагенических подразделений. Руководствуясь факторами, влияющими на минерагению, можно наметить *нормальное минерагеническое развитие* для двух главных типов геотектонических структур земной коры — геосинклинальных (*орогенных*) и *платформенных областей*. Они образуют своего рода стандарт, на основе которого могут быть выделены варианты дальнейших типов, что в свою очередь может представить основу для классификации минерагенических подразделений и для регионального минерагенического анализа.

2.3.1. Минерагеническое развитие геосинклинальной (орогенной) области

Минерагения геосинклинальной (орогенной) области определяется ее стадийным развитием и формирующимися частными геотектоническими структурами, включая принадлежащие им магматические, осадочные и метаморфические серии. Характер последних определяется соответствующими условиями земной коры, а также особенностями отдельных стадий развития.

В ходе геотектонического развития магматические и осадочные серии и связанные с ними месторождения образуются в определенных тектонических структурных зонах, закономерность расположения которых в конечном счете отражается в минерагенической зональности (рис. 2.33). Принципиальная схема зональности подтверждается в большинстве геосинклинальных (*орогенных*) областей.

а. Ранняя стадия. В эту стадию возникают геосинклинальные прогибы (эвгеосинклинали и миогеосинклинали). Для *эвгеосинклинального прогиба* характерна интенсивная вулканическая деятельность, проявляющаяся после возникновения краевых глубинных нарушений. В морских бассейнах в процессе инициального магматизма образуются диабаз-спилитовые и кератофир-порфиритовые вулканогенно-осадочные формации. В некоторых орогенах эти породы характеризуются повышенной щелочностью (ортофиры на Урале). В серии вулканических пород нередко внедряются в дальнейшем малые субвулканические тела диабазов и порфиритов.

Среди вулканогенных пород появляются морские осадочные формации («эвгеосинклинальные фации»), состоящие из обломочных отложений (граувакк) и бедных глинистым веществом кварцевых песчаников, чередующихся с темными глинистыми породами, а также с мергелистыми и карбонатными породами

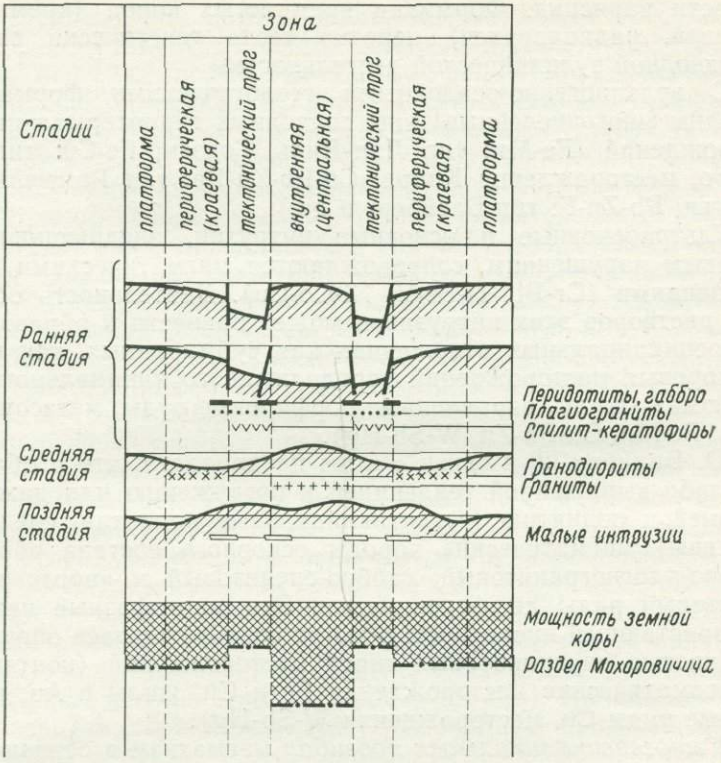


Рис. 2.33. Принципиальная схема минерагенической зональности в различные стадии развития геосинклинальной (орогенной) области (по В. Смирнову [6]).

Изображены и рассматриваются лишь магматические серии. Можно выделить:
интрузии ультраосновного — основного состава, связанные с краевыми нарушениями эвгеосинклинали (с Cr, Pt, Ti-Fe, Ni и др.);
подводные вулканогенные эффузивы и плагиогранитные интрузии ранней стадии (с Fe, Mn, Cu и др.), связанные с эвгеосинклинальными зонами;
гранодиориты (с W, Mo, Au, Pb-Zn), связанные с краевыми зонами (отчасти с миогеосинклиналями) орогенной стадии;
граниты и «малые интрузии» орогенной и субсеквентной стадий (с Sn, W, Li, Cu, редкими элементами и др.), связанные с центральным антиклинальным поднятием.
Схематически изображен раздел Мохоровичича, располагающийся в разных геосинклинальных областях на различном уровне.

(преимущественно рифовыми известняками). В качестве типичных признаков можно назвать относительно большие мощности отложений и чаще всего удлиненную форму бассейнов осадконакопления. Вследствие дифференцированных движений отдельные части прогибов могут испытывать очень сильное погружение. В этом случае формируются склоновые брекчии, а также темные эвксинские глины, известняки и кремнистые сланцы ("chert"), например в отложениях девона и нижнего карбона

области варисцид. Формации кремнистых пород (кремнистых сланцев, радиоляритов) нередко тесно генетически связаны с подводной вулканической деятельностью.

С вулканогенно-осадочными геологическими формациями связаны многочисленные типы подводных гидротермальных месторождений (Fe-Mn: тип Лан-Диль, Гонзен; Fe-Cu: тип Рио-Тинто, месторождения Кипра; Cu-Pb-Zn-Ba: тип Раммельсберг, Мегген; Pb-Zn-F: тип Блейберг и др.).

Ультраосновные и основные интрузии, внедряющиеся по краевым нарушениям, сопровождаются магматическими месторождениями (Cr-Pt, Ti-Fe-V, Ni-Co-Cu). Деятельность остаточных растворов этих интрузивов может привести к образованию в геосинклинальных отложениях как субмаринных, так и внутрикоровых месторождений «продолженного инициального магматизма» (жилы, вкрапленные порфировые руды, метасоматиты с Au, Fe-Mn, Cu-Pb-Zn, W-Sb-Hg).

Ю. Билибин [2] в связи с этим предполагал, что в областях со слабо выраженной тенденцией к погружению или даже тенденцией к поднятию (геоантиклинальные поднятия, срединные массивы) магматические породы основного состава образуют габбро-плагиогранитовый, габбро-сиенитовый и анортозит-чарнокитовый ряды дифференциации. Эти многофазные интрузии с возрастающей кислотностью могут сопровождаться значительной частью внутрикоровых типов месторождений (контактово-метасоматические месторождения Fe и Cu, жилы с Au, вкрапленные руды Cu, месторождения W-Sb-Hg).

В *миогеосинклинальных прогибах* магматизм в основном отсутствует; здесь широко распространены осадочные формации: обломочные формации; карбонатные формации с Fe, Mn, P; отчасти кремнистые с Fe, Mn; битуминозные формации с рассеянными сульфидами Fe, Cu и Mo, а также окислами U и V и нефтематеринскими породами; паралическая угленосная формация.

б. Орогенная стадия (средняя стадия). В начале этой стадии в глубоких геосинклинальных прогибах продолжается отложение морских осадков, среди которых преобладают флишевые, а также песчаные и карбонатные осадки (отчасти с месторождениями стройматериалов: гравия, глин, известняков, цементных мергелей). Образование «флишевой фации» соответствует началу стадии складчатости. Частные поднятия воздымаются над уровнем моря, и обусловленная этим интенсивная денудация поставляет обильный обломочный материал. Так возникают диагенетически измененные граувакки (глинистые песчаники с обильными обломками горных пород) как типичные фации флиша (например, граувакки кульма области варисцид, меловой флиш в Альпах).

В то время как породы флишевой формации преобладают прежде всего в краевых частях эвгеосинклинали, во внутренних частях бассейна песчано-глинистые фации могут переходить в формацию битуминозных пород (черных сланцев с нефтеносными слоями; горючих сланцев; отчасти также углей). Частично образуются также скопления Mo-V. В карбонатных отложениях могут возникать месторождения пластовых фосфоритов.

В ходе орогенной стадии проявляются интенсивные тектонические движения, приводящие к главным фазам складчатости. С этим связано одновременно и общее воздымание подвижной области. Главные фазы складчатости сопровождаются интенсивной интрузивной деятельностью (*синорогенный* или *позднеорогенный магматизм*). Она начинается внедрением крупных батолитов гранодиоритового состава, с которыми связаны преимущественно месторождения W-Mo (жильные или метасоматические), например шеелитовые месторождения типа Тырныауза, отчасти с примесью As, Au и Sn (тип месторождений Средней Азии). В дальнейшем образуются месторождения U и Pb-Zn-Ag (тип месторождений Рудных гор).

Во второй период по региональным крупным разломам поднимаются интрузии кислых гранитов, с которыми связаны пегматитовые и кататермальные месторождения с Sn, W и Mo, а также с Li, Be, Nb, Ta и др. В последнее время появилось мнение, что эти интрузии подчинены уже субсеквентной стадии.

в. Субсеквентная стадия (поздняя стадия). Начало этой стадии развития характеризуется образованием прогибов как во внутренних областях геосинклинали (межгорные прогибы), так и в областях, переходных к платформенным (миогеосинклинальная зона). В прогибах накапливаются отложения *молассовой* формации, состоящей преимущественно из конгломератов, песчаников и мергелей — продуктов денудации приподнятых складчатых сооружений. Эти прогибы в противоположность флишевым трогам не унаследованы от предшествовавшей эпохи, а образовались в процессе прогибания, происходившего одновременно с осадконакоплением, при котором возникали континентальные лимнические и морские мелководные отложения, но не глубоководные (континентальная и морская молассы). В литологическом отношении «молассовая фация» в зависимости от области сноса может быть весьма разнообразной (доломитовые известковые песчаники альпийского форланда, угленосные молассовые песчаники верхнего карбона в области варисцид Западной Европы и в Аппалачах).

В конечном итоге в пределах орогенной области развиваются разнообразные осадочные формации (геосинклинальные, флишевые, молассовые) как рядом, так и друг над другом (рис. 2.4).

Из осадочных месторождений в пределах молассовых трогов встречаются месторождения стройматериалов и керамического сырья (галечники, пески, глины), континентальные рудные концентрации «красноцветного» типа (Cu, U-V, Pb-Zn), битуминозные песчано-глинистые формации (с U-V, Pb-Zn, Cu, фосфоритами, углеводородами), карбонатные и эвапоритовые формации (с известняками, доломитами, сульфатами и солями Na и K), оолитовые формации (с Fe, Mn), а также паралическая угленосная формация.

Формирование прогибов сопровождается краевыми разломами и глубинными нарушениями, что вызывает интенсивную магматическую (субвулканическую, вулканическую) деятельность («малые интрузии» *субсеквентного магматизма*). Из магматических образований присутствуют прежде всего граниты (липариты), отчасти с повышенной щелочностью (аляскиты, граносиениты и др.), позднее сменяющиеся породами среднего (диоритами, андезитами, дацитами, трахитами) и основного состава. Серия месторождений, связанных с этими магматическими породами, очень разнообразна, что еще более усиливается резко выраженным «телескопированием». Характерно отсутствие в большинстве случаев прямых генетических связей оруденения с магматическими породами. Сложный состав месторождений сходен с производными позднеорогенного магматизма (Sn, W, As, Pb, Zn), но, с другой стороны, обнаруживает аналогию и с рудными парагенезами инициального магматизма (Cu, Fe, Au, Sb, Hg).

г. Стадия консолидации (финальная стадия). Эта стадия развития характеризуется переходом складчатой области в молодую платформу. Происходит образование разрывных нарушений, локальное отложение континентальных, лимнических и лагунных осадков, а также менее интенсивный континентальный вулканизм как основного, так и кислого типа (трахибазальты, эссекситы, щелочные сиениты и щелочные граниты). Осадочные и вулканогенные образования связаны с прогибами меньших размеров (типа передовых прогибов). Эти прогибы, или бассейны, имеют большей частью круглую или овальную форму. Среди осадочных фаций могут образовываться слабо глинистые кварцевые песчаники, отчасти чередующиеся с темными аргиллитами, а также с маломощными фангломератами и конгломератами. В мелководной морской области возникают породы известняково-доломитовой формации и эвапориты. В дальнейшем среди осадочных формаций появляются также продукты механического и химического выветривания, а также лимнические железомарганцевые руды (типа Разензее) и угли. Существование прямой связи эндогенных месторождений с этой стадией сомнительно (см. платформенную стадию).

2.3.2. Различные минерагенические типы геосинклинальных (орогенных) областей

Приведенное выше описание минерагенического развития геосинклинальной (орогенной) области является обобщенным, имеется в виду нормальное развитие, которое вряд ли может проявиться в полном объеме. В природных условиях в орогенных зонах проявлены, смотря по обстоятельствам, сильнее или слабее отдельные стадии геотектонического развития и группы формаций со свойственными им типами месторождений. Для минерагенической характеристики геосинклиналей, согласно В. Смирнову [6], имеют значение прежде всего два критерия:

интенсивность процессов раннегеосинклинального (инициального) магматизма;

тектонические условия в период главных фаз складчатости (средняя стадия).

По этим признакам можно выделить четыре типа геосинклинальных (орогенных) областей (*A*, *B*, *C* и *D*).

а. Геосинклинали *типа А (уральского типа)* характеризуются интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом ранней стадии. Характерным примером является варисцийская геосинклиналь Урала (рис. 2.34). Раннегеосинклинальная стадия развития Урала с ее интенсивными магматическими процессами и минерализацией имела решающее значение для формирования минерагенического облика этой провинции:

в начале *ранней стадии* (поздний силур — средний девон) в узких эвгеосинклинальных прогибах возникали мощные накопления подводных вулканогенных спилитовых, кератофировых и порфиритовых пород (с серно- и медноколчеданными месторождениями). В позднем девоне — раннем карбоне погружение охватило весь геосинклинальный трог.

Субмаринная вулканическая деятельность сопровождалась интенсивным глубинным магматизмом, представленным ультрабазитами (с интрамагматическими месторождениями Cr и Pt), основными породами (с месторождениями Ti-Fe) и их дифференциатами, от щелочных до кислых (плагиогранит-сиенитовая формация с контактово-метасоматическими месторождениями Fe и Cu).

Средняя стадия (стадия главной складчатости: средний — поздний карбон) сопровождается гранитными интрузиями (с пегматитами, метасоматическими месторождениями Fe, W и гидротермальными месторождениями Au и арсенопирита), интенсивность которых, однако, незначительна.

Поздняя стадия (субсеквентная стадия, пермь) с полной консолидацией складчатой зоны Урала характеризуется более слабым магматизмом и незначительной минерализацией (локальные внедрения «малых интрузий» с месторождениями Au).

Краткая общая характеристика типа: от ранней к поздней стадии происходит непрерывное ослабление интенсивности рудообразования (типичные элементы: Cr, Pt, Ti, Fe, Mn, Cu, Au) — *фемический тип.*

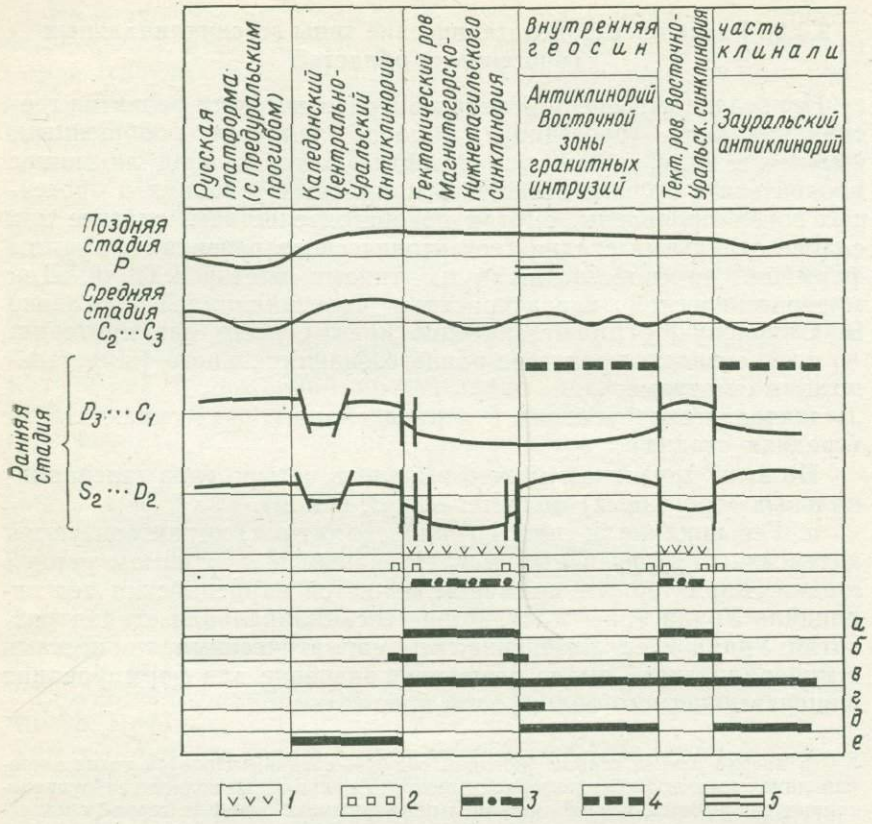


Рис. 2.34. Схема эволюции Уральской варисцийской геосинклинали, ее магматизма и эндогенной минерагении (по В. Смирнову [6]).

1 — зоны накопления ранневарисцийских вулканогенных пород и формирования связанных с ними месторождений; *2* — зоны внедрения ранневарисцийских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними месторождений; *3* — зоны внедрения ранневарисцийских плагиогранитов и сиенитов и формирования связанных с ними месторождений; *4* — зоны внедрения средневарисцийских гранитоидов и формирования связанных с ними месторождений; *5* — зоны внедрения поздневарисцийских (субсеквентных) малых интрузий и связанных с ними месторождений.
а — колчеданные месторождения; *б* — магматические месторождения (Cr, Fe-Ti, Pt); *в* — скарновые месторождения Fe и Cu; *г* — пегматиты; *д* — гидротермальные месторождения Au, As, W и др.; *е* — телетермальные месторождения (Pb, Zn, F).

К этому типу помимо варисцид Урала принадлежат также Кузнецкий Алатау, Закавказье (Малый Кавказ), а также альпиды Европы, Восточной Азии и Камчатки (Корякское нагорье).

б. Геосинклинали *типа В (саянского типа)* в раннюю стадию характеризуются интенсивной эффузивной деятельностью и слабым развитием глубинного магматизма. В двух последующих стадиях развития происходит более или менее равномерное фор-

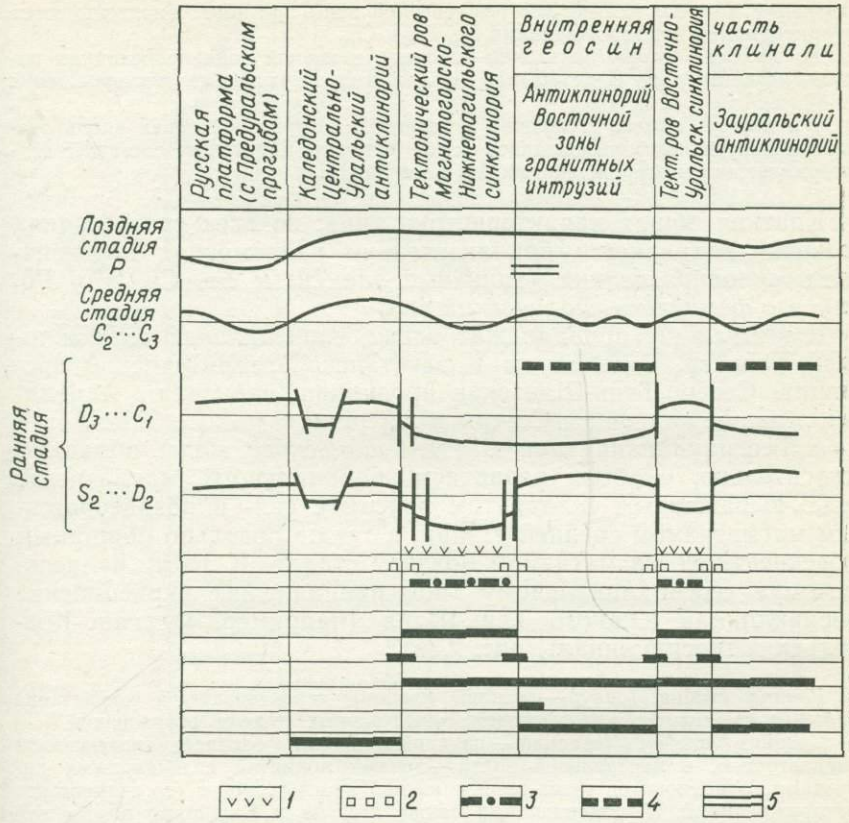


Рис. 2.35. Схема эволюции альпийской геосинклинали Малого Кавказа, фрагмент (по В. Смирнову [6]).

1 — зона накопления вулканогенных формаций ранней стадии (раннеальпийских); *2* — интрузивные формации ранней стадии; *3* — плагиогранитные формации; *4* — гранитные формации орогенной стадии; *5* — позднеальпийские малые интрузии субсеквентной стадии. *а* — колчеданные месторождения (Fe Cu, Pb-Zn, Ba); *б* — магматические месторождения (Cr, Pt); *в* — скарновые месторождения Fe и Cu; *г* — гидротермальные месторождения (Cu, Mo); *д* — субсеквентные месторождения (Au, As, Sb-Hg).

мирование магматизма и связанных с ним месторождений. Типичным примером может служить альпийская геосинклиналь Малого Кавказа (рис. 2.35):

В *раннюю стадию* (средняя юра — палеоген) в северных зонах прогибов концентрировались мощные подводно-вулканогенные (большей частью порфиритовые) слоистые серии, с которыми связаны серно- и медноколчеданные месторождения (отчасти с сульфидами Pb, Zn и баритом). Ультрабазитовые и основные глубинные породы (с проявлениями Cr, Pt, асбеста) встречаются в ничтожном объеме вдоль разрывных нарушений центральной зоны.

Отдельные массивы плагиогранитов северной зоны прогибов сопровождаются внутрикоровыми месторождениями Fe, Cu и Co.

В *среднюю стадию* (олигоцен—миоцен) в южной зоне происходили интрузии гранитоидов, с которыми связаны гидротермальные месторождения Cu-Mo и Mo.

В *позднюю стадию* (плиоцен) в южной и центральной зонах вдоль разрывных нарушений формировались малые интрузии дацитового состава с гидротермальными месторождениями Au, As и Sb-Hg.

Краткая общая характеристика типа: во всех трех стадиях развития сохраняется приблизительно равномерная интенсивность рудообразования (типичные элементы: Fe, Cu, Mo, Pb, Zn); это *фемически-сиалический тип.*

К этому типу принадлежат также варисцийская геосинклиналь Кавказа, каледониды Казахстанско-Алтае-Саянской провинции, Северо-Тянь-Шаньская провинция, варисциды Аппалачей, а также пацифиды Северной Америки.

в. Геосинклинали *типа С (тянь-шаньского типа)* обладают относительно слабым развитием инициального магматизма, резко выраженным складчатом поясом с син- и позднеорогенным магматизмом средней стадии, а также довольно обширным субсеквентным магматизмом поздней стадии. К этому «классическому» геосинклинальному типу принадлежат варисцийские геосинклинали Южного Тянь-Шаня (например, Фергано-Кокшальская геосинклиналь, рис. 2.36):

Ранняя стадия (силур — нижний карбон) характеризуется необычайно *слабым магматизмом и отсутствием существенных рудных образований.*

Средняя стадия (средний — поздний карбон) отмечена интенсивной складчатостью, в центральной части — зонами поднятий с обширными интрузиями гранодиоритов в северной и южной краевых зонах (со скарновыми месторождениями W, содержащими также Mo, As и Sn), а во внутренней *зоне — интрузиями гранитов (с оловоносными пегматитовыми и грейзеновыми* месторождениями).

Поздняя стадия (пермь) характеризуется развитием вдоль разрывных нарушений малых интрузий, с которыми связана обширная серия гидротермальных месторождений (Cu, Pb-Zn, Bi-As, флюорита, Sb-Hg).

Краткая общая характеристика типа: от ранней стадии к поздней интенсивность рудообразования возрастает (типичные элементы: Pb, Zn, Cu, Sn, W, Mo, Ag, Au); это *сиалически-фемический тип.*

К этому типу можно отнести также варисцийскую геосинклиналь Восточного Казахстана (Джунгаро-Балхашскую), киммерийскую геосинклиналь Восточного Забайкалья, варисцийские орогенные области Центральной и Западной Европы, варисцийскую орогенную область Восточной Австралии, а также альпийскую орогенную область Анд.

г. Геосинклинали *типа D (верхоянского типа)* развивались по плану, предопределенному предшествовавшими геотектониче-

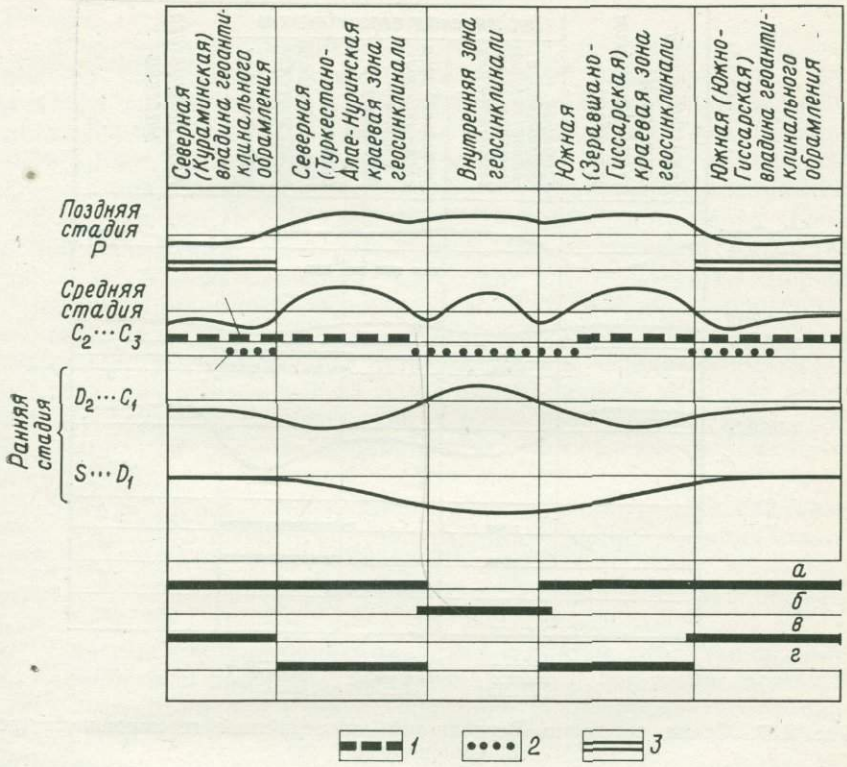


Рис. 2.36. Схема эволюции центральной части варисцийской геосинклинали Южного Тянь-Шаня (по В. Смирнову [6]).

1 — зоны развития гранодиоритовой формации варисцийской орогенной стадии; *2* — гранитные формации; *3* — субсеквентные магматические образования (малые интрузии). *а* — скарны с Mo, W, As и Sn; *б* — пегматиты и грейзены с Sn; *в* — гидротермальные месторождения с Pb, Zn, Cu, As и Bi; *г* — телетермальные месторождения с Hg, Sb, Pb и Zn.

скими циклами. В их внутренней зоне располагаются кратогенные ядра, исключающие возможность интенсивной складчатости. Геосинклинали лишены инициального магматизма, обладают слабо развитым позднеорогенным и проявленным более сильно субсеквентным магматизмом. Примером этого типа является киммерийская Верхоянская геосинклиналь (рис. 2.37).

В *раннюю стадию* (верхний карбон — средняя юра) происходило погружение геосинклинального трога, которое вследствие влияния кратогенного ядра было более сильным в краевых зонах, чем во внутренней. Инициальный магматизм и связанные с ним месторождения не имеют практического значения.

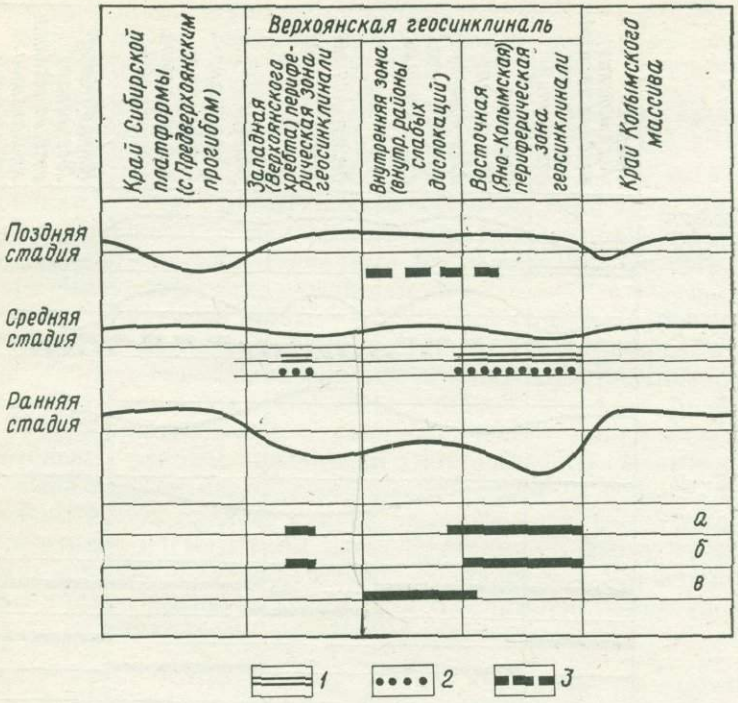


Рис. 2.37. Схема эволюции Верхоянской киммерийской геосинклинали (по В. Смирнову [6]).

1 — зоны внедрения малых интрузий диорит-порфиритов и гранит-порфиритов предбатолитового комплекса и формирования связанных с ними месторождений Au; 2 — зоны месторождений Sn, W, Mo; *3* — зоны внедрения более молодых гранитоидов и формирования связанных с ними месторождений Sn, W, Pb, Zn, As, Co, Sb, Au.
а — гидротермальные месторождения с Au; *б* — грейзеновые месторождения с Sn, W, Mo; *в* — гидротермальные месторождения с Sn, W, Pb-Zn, As, Co.

В *среднюю стадию* (средняя юра) после складчатости в краевых зонах проявился позднеорогенный магматизм. Вначале формировались кварцевые диориты и альбитофиры с гидротермальными месторождениями Au. Непосредственно вслед за ними происходило внедрение гранитов (колымский комплекс) с пегматитовыми и грейзеновыми месторождениями (Sn, W, Mo).

Поздняя стадия (верхняя юра — верхний мел) характеризуется субсеквентными гранитоидными «малыми интрузиями», приуроченными к поперечным разломам внутренней зоны, с которыми связаны гидротермальные месторождения, содержащие Sn, W, Pb-Zn, Co и As.

Краткая общая характеристика типа: в раннюю стадию минерализация отсутствует, в среднюю и позднюю стадии происходит возрастание интенсивности рудообразования. Типичные элементы: Sn, W, Au (Pb, Zn); это *сиалический тип.*

К этому типу принадлежат также киммерийские геосинклинали Восточного Забайкалья и Приморья (часть Сихотэ-Алиня

и пацифид Восточной Азии), а также отдельные части варисцид Европы.

В пределах планетарного орогенного пояса могут быть проявлены различные типы геосинклиналей, переходящие друг в друга по простиранию. Так, например, в *варисцидах* тип *А* проявлен на Урале и Северном Кавказе, тип *С* — в Южном Тянь-Шане, Восточном Казахстане и Восточной Австралии, тип *D* — в Западной Европе и тип *В* — в Аппалачах. В *пацифидах* тип *D* проявлен в северной части Тихоокеанского пояса (Верхояно-Колымская область), тип *А* — на Чукотке и Камчатке; далее, на Аляске пацифиды переходят в Кордильеры Северной Америки, принадлежащие к типу *В*. Для некоторых орогенных поясов характерно, однако, преобладание одного типа геосинклиналей. Например, для *альпид*, как в Средиземноморской области, так и в Восточной Азии, определяющее значение имеет тип *А*. Альпиды Центральной и Южной Америки (Венесуэла, Колумбия) в области Боливийских Анд частично переходят в тип *С* (Sn).

Эти различия объясняются отчасти различными стадиями тектонического развития отдельных территорий (полицикличные области), а отчасти — общими различиями строения их фундамента, т. е. земной коры, на которой развивались эти области (см. разд. 2.1.1.3).

Для геосинклинального развития в общем характерна *полицикличность*. В орогенных областях Земли существенно преобладает полицикличное геосинклинальное развитие и относительно редко встречаются области с моноцикличным геосинклинальным (орогенным) развитием (например, каледониды Северной Европы или Западного Саяна). Развитие происходит в течение нескольких циклов, причем могут быть выделены орогенные пояса с ограниченным развитием ранних (например, Забайкалье) или поздних (Урал) циклов или же с полным развитием [372]. Типичным примером полицикличной геосинклинальной (орогенной) области с довольно полным развитием циклов можно считать Кавказ, в истории формирования которого имели место каледонский, варисцийский, киммерийский и альпийский геосинклинальные циклы (рис. 2.38). При переходах к более молодым циклам происходило смещение геосинклинальной области, включая ее раннемагматические и минерагенические поясовые зоны, в направлении с севера на юг. Аналогичные смещения устанавливаются также в полицикличных геосинклинальных (орогенных) областях Урала (с запада на восток), у южного и восточного краев Сибирской платформы (соответственно с севера на юг и с запада на восток), а также в Кордильерах (с востока на запад).

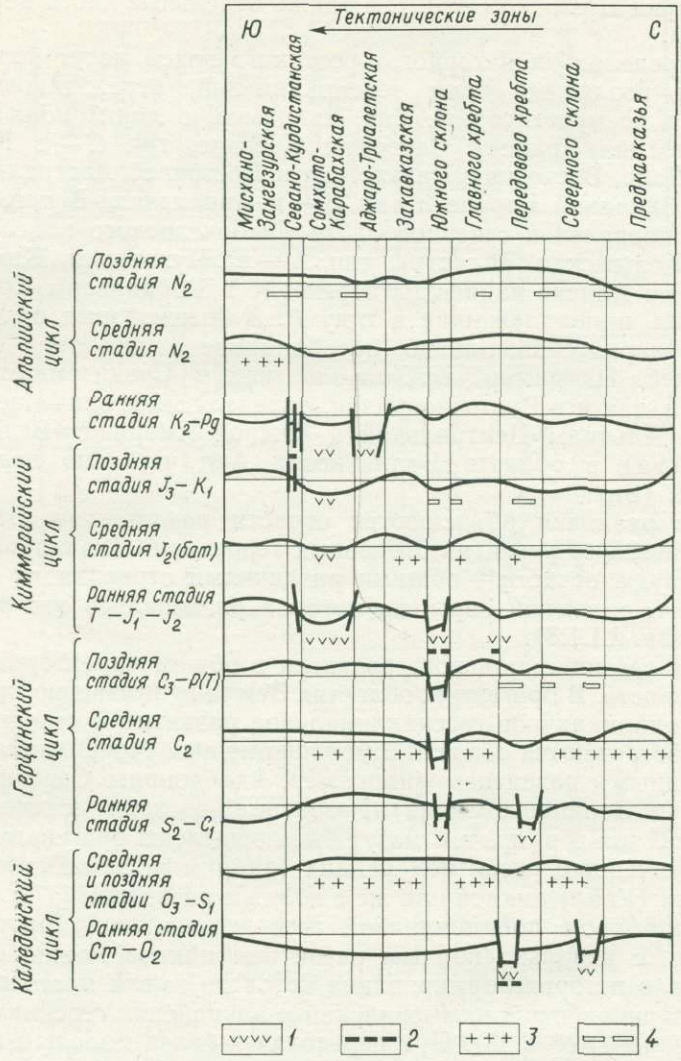


Рис. 2.38. Схема эволюции полициклической Кавказской геосинклинальной (орогенной) области (по В. Смирнову [6]).

1 — зоны накопления спилит-кератофировых и диабазовых пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; *2* — зоны внедрения перидотитов и габбро ранней стадии и формирования связанных с ними магматических рудопроявлений Cr, Ti-Fe; *3* — зоны внедрения гранитоидов средних стадий и формирования связанных с ними постмагматических месторождений (Cu, W, Mo, Pb-Sn); *4* — зоны внедрения малых интрузий поздних (субсеквентных) стадий и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений (Au, As, Sb-Hg).

В подобных полицикличных областях отмечается важное явление, заключающееся в том, что определенные элементы могут концентрироваться в месторождениях нескольких циклов, являясь в этом случае типохимическими для данной территории (например, Mo — для Кавказа, Cu — для Казахстана, Sn — для Анд и Рудных гор). Для этих элементов проявляется минерагеническая «унаследованность». Е. Шаталов и др. [135] говорят в этом случае о «полицикличной минерагенической провинции».

2.3.3. Минерагеническое развитие в континентальной платформенной области

Закономерности геотектонического развития и эволюции процессов магматизма, осадконакопления и минерагении платформенной области позволяют установить их направленный характер. История развития платформ охватывает два периода:

доплатформенное развитие (фундамент платформы),

собственно платформенное развитие (платформенный чехол). Им соответствуют два структурных этажа платформенной области — фундамент и чехол платформы.

2.3.3.1. Развитие фундамента платформы (древние щиты). Этот период соответствует времени формирования фундамента «древних щитов» (комплекса основания) с его месторождениями, т. е. преимущественно архею и протерозою (3500—650 млн. лет назад). Магматическая деятельность этого периода частично тесно связана с явлениями ультраметаморфизма, приводившими к образованию геологических формаций сложного генезиса (мигматит-гранитовых, анортозитовых и др.).

В *архее* преобладали процессы палингенного магматизма. Около 75% всех пород кислого состава представлены гнейсо-гранитами. Они в общем неблагоприятны для образования магматогенных и седиментогенных месторождений. Здесь известны лишь немногие, большей частью высокометаморфизованные, месторождения естественного строительного камня, высокоглиноземных (силлиманитовых, кианитовых, гранатовых и др.) сланцев, а также железистых и марганцовистых кварцитов (меньше, чем в протерозое). С процессами метаморфизма в гнейсо-гранитах связаны, далее, пегматитовые месторождения (мусковита, флогопита, полевых шпатов и минералов редких элементов).

В *протерозое* (альгонк, рифей) последовало образование орогенных зон, подобных посткембрийским геосинклиналям. Интрузивный магматизм отличается здесь направленным развитием (от ультраосновных пород через средние к кислым); то же можно сказать о месторождениях. Первичное происхождение последних устанавливается, однако, в большинстве случаев

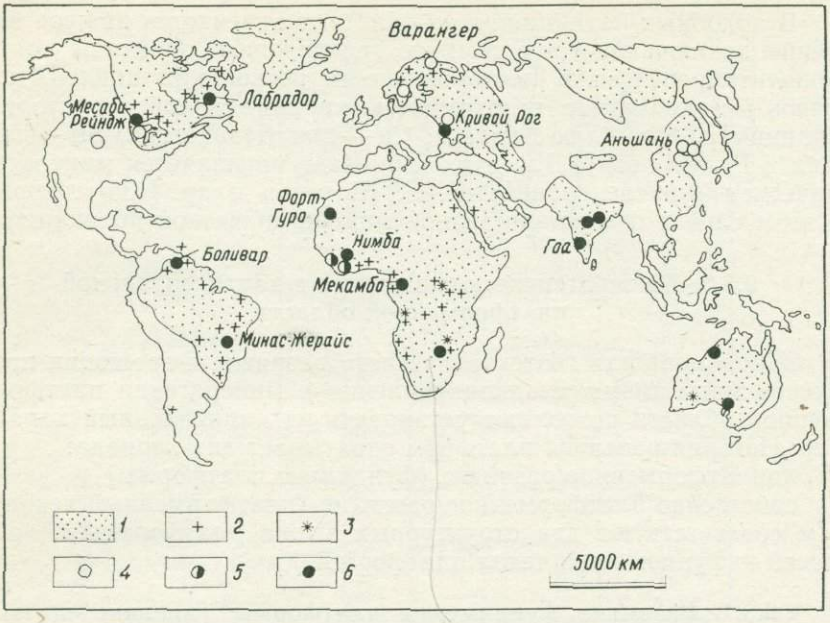


Рис. 2.39. Распространение железорудных итабиритов в пределах докембрийских щитов Земли (по И. Эйхлеру [195]).

1 — докембрийские массивы; *2* — проявления итабиритов; *3* — проявления богатых итабиритовых руд; *4* — промышленные месторождения итабиритов; *5* — промышленные месторождения итабиритов и богатых итабиритовых руд; *6* — промышленные месторождения богатых итабиритовых руд.

с трудом вследствие сильного метаморфического преобразования. Основные породы (офиолиты) протерозойских «ранних стадий» представлены в настоящее время большей частью высокометаморфизованными амфиболитовыми и зеленосланцевыми формациями. К «средним» стадиям развития относят породы чарнокитовой и мигматит-гранитовой формации [128]. К «поздним стадиям» принадлежат формации жильных диабазов и аплит-гранитовая.

Среди месторождений фундамента платформы, имеющих промышленное значение, следует назвать прежде всего следующие метаморфогенные образования:

месторождения железистых кварцитов итабиритового и джеспилитового типов (Кривой Рог, КМА, Верхнее озеро, Минас-Жерайс, Сингбхум, Претория и др., рис. 2.39);

кварцитовые и карбонатные месторождения Mn (тип гондитов: Нагпур, Мадрас; Постмасбург, Морро-да-Минас и др.);

конгломерат-кварцитовые месторождения Au-U (тип Витватерсранд, Гана, Блайнд-Ривер, Сьерра-де-Якобина);

полиметаллические колчеданные залежи (тип Брокен-Хилл, Болиден, Оутукумпу и др.);
пегматиты с редкими металлами, редкими землями и U (пегматиты Скандинавии и большинства древних щитов).

В пределах древних щитов по особенностям петрологического состава и интенсивности метаморфизма могут быть выделены два типа минерагенических провинций [135]:

I. Ультраметаморфический *фемический (балтийский)* тип характеризуется гранито-гнейсами, гнейсами и железистыми кварцитами высоких стадий метаморфизма, а также измененными вулканогенными породами, от основных до кислых. В архейских, наиболее метаморфизованных комплексах встречаются метаморфические пегматиты с флогопитом и минералами редких металлов. Типичны концентрации Fe, Ti, Ni, Cu, Nb, Al, P, пирита, Au, Zr; меньшее значение имеют Mn, Pt, Mo, Pb-Zn, Sn, As.

Примерами этого подтипа являются Балтийско-Скандинавский, Украинский, Алданский щиты, Анабарский массив.

II. Метаморфогенный *сиалически-фемический тип (байкальский)* отличается меньшей степенью метаморфизма. Он развит прежде всего в областях протерозойской складчатости. Характерно распространение вулканогенно-осадочных (отчасти субаэральных) формаций. Типичны концентрации Fe, Ti, Cu, P, Al, редких земель, слюды, магнезита.

Примеры провинций этого подтипа: Прибайкалье, Енисейский кряж, Восточный Саян, Тиман.

2.3.3.2. Развитие платформенного чехла. Развитие платформенного чехла может быть расчленено на три этапа, которые, однако, не могут сравниваться со стадиями развития в геосинклинальной области. Эти три этапа протекают на всех платформах Земли более или менее одновременно:

первый этап: ранний протерозой — начало палеозоя,
второй этап: палеозой — начало мезозоя,
третий этап: мезозой — конец кайнозоя.

Эти этапы являются более или менее универсальными в отношении общих закономерностей их тектонического развития, седиментации, магматизма и минерагении. Они отделены друг от друга интервалами времени, в течение которых каждый раз происходила перестройка общего структурного плана.

В каждом платформенном этапе можно выделить четыре стадии развития — трансгрессию, затопление, регрессию и воздымание.

В трансгрессивную стадию образуются терригенные песчаниковые формации с месторождениями Fe типа Зальцгиттер (морские обломочные месторождения) и нижней Ангары (Приенисейский прогиб Сибирской платформы, верхний протерозой),

а также глинисто-песчаные фосфоритовые формации (синеклиза на юге Русской платформы, юра—мел).

Стадия затопления относительно бедна месторождениями (фосфатоносные терригенно-карбонатные формации в платформенных краевых прогибах).

В период регрессии возникали (преимущественно в краевых прогибах и авлакогенах) эвапоритовые формации, заключающие значительную часть мировых запасов каменных и калийных солей, боратов, гипса и серы. В дальнейшем здесь образовывались терригенно-карбонатные красноцветные формации (Прибайкальский и Енисейский прогибы Сибирской платформы, район Колорадо на Северо-Американской платформе) и карбонатные оолитовые месторождения (Fe, Mn).

В период воздымания также происходило образование месторождений разных типов (месторождения выветривания, лимнические концентрации, угленосные формации).

а. Первый этап развития платформы (докембрийский тип). Этот этап охватывает самый продолжительный и относительно слабо изученный отрезок времени в развитии платформенного чехла. На большинстве платформ он отличается господством континентального режима и медленным осадконакоплением, происходившим лишь в отдельных прогибах (преимущественно карбонатные и эвапоритовые формации). Из осадочных месторождений большое значение здесь имеют нефть и соли, а также в подчиненном количестве Fe и фосфаты. В конце этапа вновь проявляется магматическая активность в форме основного траппового магматизма и внедрения щелочных ультрабазитов (пироксениты, нефелиновые породы, щелочные сиениты, большей частью в форме кольцеобразных массивов, а также щелочные и лейкократовые граниты, граниты типа рапакиви и др.). В то время как трапповые базальты несут лишь незначительную минерализацию (Cu, Co), с кольцевыми массивами ультраосновных щелочных пород связаны проявления Cr, Pt, Ti, Cu, а также апатита, нефелина, ниобия, тантала и редких земель.

б. Второй этап развития платформы (палеозойский тип). В течение этого этапа платформенные области северного и южного полушарий Земли развивались различным образом. На платформах северного полушария вначале происходили постепенные опускания, усиливавшиеся к концу этапа. Терригенные и карбонатные осадочные формации (с известняками, доломитами, мергелями и гипсами) сменились к концу этапа угленосными образованиями, а на отдельных платформах (Сибирской, Китайской) — вулканогенными формациями. На платформах южного полушария (Гондвана) лишь в позднем палеозое началось интенсивное погружение, также с образованием угленосных отложений.

Терригенные отложения представлены в основном:

песчаными формациями (с кварцевыми песками, глауконитом и конкрециями фосфоритов);

песчано-глинистыми, весьма распространенными формациями (с месторождениями химического выветривания — Al, Fe, Mn и огнеупорных глин); здесь происходит отчасти также образование аридных рудных концентраций «красноцветного» типа или инфильтрационных месторождений Cu, а также соляных месторождений;

битуминозными формациями, преимущественно с углеродсодержащими черными сланцами, переходящими местами в горючие сланцы и нефтематеринские породы.

Карбонатные формации распространены исключительно широко. Во внутренних частях Северо-Американской платформы от кембрия и вплоть до перми образовывались доломит-известняковые отложения. Они содержат, согласно А. Хейлу [233], концентрации Pb, Zn, F и Ba (кембрий — доломиты Бонтер (Bonneterre) с древним и более молодым поясами Pb-оруденения в районе Миссури; средний ордовик — известняки в Висконсине; девон — рифовые известняки района Пайн-Пойнт, Канада; миссисипий — известняки рудных районов Три-Стейт и Иллинойс — Кентукки и др.).

В структурном отношении речь идет о стратиформных месторождениях в особых осадочных фациях (в зонах смены фаций), а также о брекчиевых образованиях в зонах нарушений или карстовых в благоприятных палеогидрогеологических условиях. Особо следует упомянуть купольные образования, появляющиеся в синеклизах; в некоторых из них, как, например, в Озарке, выходит на поверхность докембрийский фундамент. Для более крупных рудных районов могут быть установлены как региональная приуроченность их к этим купольным поднятиям, так и отчетливые связи с крупными зонами линеаментов, проявленными в фундаменте (рис. 2.40) [234]. В северо-западной Европе карбонатные платформенные формации выходят в Ирландии, Северной Англии и Бельгии [192]. Их вероятное продолжение предполагается к северу от цепи варисцийских горных сооружений в платформенной области северной части ГДР и ПНР, где они перекрыты мощными постпалеозойскими формациями. Далее к юго-востоку с карбонатными формациями триаса связаны свинцово-цинковые месторождения Верхней Силезии (верхнесилезский тип).

В течение второго этапа на всех древних платформах, как правило, можно отметить активную магматическую деятельность, представленную щелочными ультраосновными и основными (трапповыми) формациями. С ультраосновными щелочными формациями (дунитами, пироксенитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами) связаны апатитовые и нефелиновые месторождения (P, Al), а кроме того, месторождения редких земель (прежде всего цериевой группы), флогопита, а также Nb,

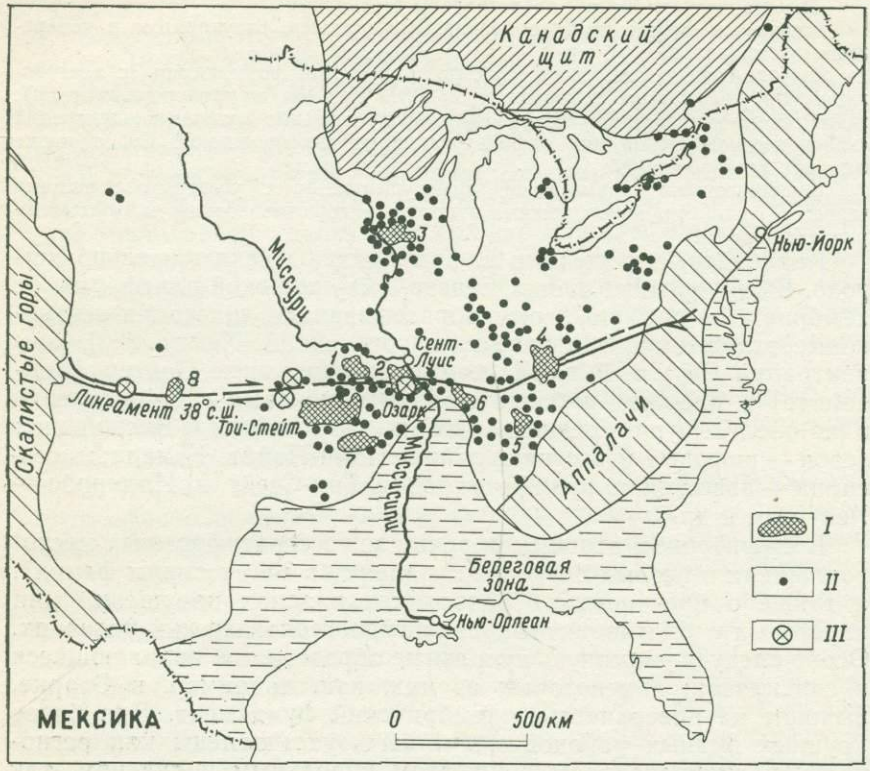


Рис. 2.40. Распространение месторождений Pb-Zn-F-Ba на Северо-Американской платформе и их связь с линеаментом, параллельным широте 38° (по А. Хейлу [234, 235]).

I — крупные рудные районы (обозначены на карте цифрами): *1* — центральный Миссури, *2* — юго-западный Миссури, *3* — Верхне-Миссисипский, *4* — центральный Кентукки, *5* — центральный Теннесси, *6* — Иллинойс — Кентукки, *7* — северный Арканзас, *8* — центральный Канзас; *II* — малые рудные районы; *III* — купольные образования.

Ta и Ti. В противоположность этому основные трапповые формации сопровождаются значительными медно-никелевыми месторождениями с Co и Pt (пример — Норильское месторождение), а также постмагматическими концентрациями флюорита, барита, исландского шпата, агата и полиметаллическим оруденением (Cu, Pb, Zn).

В то время как трапповый магматизм и сопутствующие ему месторождения характерны прежде всего для областей более сильных опусканий — синеклиз (провинции «тунгусского типа» Сибирской платформы, по Н. Шаталову и др. [135]), магматические породы ультраосновного — щелочного состава и карбона-

титы вместе с сопутствующими месторождениями связаны преимущественно со сводовыми поднятиями фундамента платформы — антеклизами (провинции «якутского типа» Сибирской платформы). К последним приурочены также кимберлитовые трубки с месторождениями алмазов.

В последнее время часто высказывается мнение, что формирование крупных сводообразных поднятий фундамента платформ («аркогенез») в определенной степени может быть связано с развитием смежных планетарных ортогеосинклинальных областей [128]. Так, например, устанавливается временна́я связь между сильной магматической активностью в перми на Сибирской платформе и процессами консолидации и воздымания в варисцидах Урала и Средней Азии, а также с ранним геосинклинальным развитием пацифид Восточной Азии. Кроме того, существует соответствие во времени между меловым гранитоидным магматизмом Китайской платформы и кислым магматизмом средней и поздней стадий развития пацифид.

в. Третий этап развития платформы (мезозойско-кайнозойский тип). Для этого этапа характерны сильно дифференцированные тектонические движения с обширными поднятиями и формированием глубоких впадин (Скифская и Туранско-Западно-Сибирская впадины, Прикаспийская, Малоазиатская, Сахарская впадины и др.), причем области осадконакопления все время уменьшаются в размерах. Во впадинах возникают терригенные, терригенно-карбонатные и угленосные отложения (например, в Вилюйской впадине). Конец этого этапа представляет собой ярко выраженную стадию воздымания. Из экзогенных месторождений следует назвать прежде всего продукты механического и химического выветривания (россыпи ильменита, монацита, алмазов, колумбита, в меньшей степени Au и Pt; бокситы, латеритовые руды Fe и Mn, фосфориты, а кроме того эвапориты и углеводороды).

На этом этапе приобретают особое значение континентальные — *инфильтрационные и остаточные — красноцветные образования* в широком понимании (красноцветные формации). В качестве типичного примера можно назвать район Колорадо на Северо-Американской платформе (в особенности триасовые и юрские — третичные отложения со значительными концентрациями Cu, U-V, Mo и Ag). *Минерализация* (прежде всего урановая) встречается, с одной стороны, в виде стратиформных тел в восстановительной обстановке («тип Колорадо», по Р. Фишеру [200]) и, с другой — в виде так называемых роллов, округлых скоплений, отчасти крупных, приуроченных в соответствии с гидродинамическим режимом к границе зоны окисления и несогласно пересекающих пласты песчаников («тип Вайоминг»). Сходные проявления встречаются также в платформенных

областях СССР [254]. На Европейской платформе следует отметить также пермские концентрации Cu в Предсудетской впадине (ПНР), триасовые месторождения Pb и Zn Маубах — Мехерних (ФРГ), месторождения Cu-U-V в песчаниках кейпера Олдерли-Эдж (Англия), а также минерализацию (Pb)-F-Ba района Элгин близ Морей-Ферт в Шотландии [192].

В течение этого этапа магматизм проявляется лишь на немногих платформах и представлен формациями траппов и ультраосновных — щелочных пород (деканские траппы, карбонатиты и кимберлиты Африканской и Сибирской платформ, щелочные интрузивы вдоль широты 38° на Северо-Американской платформе, третичный вулканизм европейской платформенной области). Минерализация представлена широко распространенным преимущественно F-Ba-оруденением (отчасти с Fe-Mn, Pb-Zn) в форме жил, метасоматитов и стратиформных образований (Северо-Американская платформа, платформенная область средней Европы, Сибирская, Индийская платформы и др.), а также карбонатитов (P, Al, редкие элементы) и кимберлитов (алмаз, гранат).

г. Автономная активизация. Автономная активизация считается различными советскими авторами (А. Щегловым [139, 12, 140], Е. Шаталовым и др. [135] и другими) последним из возможных этапов развития платформенной области. Типичные для этого этапа глыбовые структуры (преобладание германотипной тектоники) развиваются здесь в различных геотектонических подразделениях: древних щитах, платформенных областях, консолидированных орогенах различного возраста. Для областей автономной активизации характерны блоковые движения большой амплитуды, осадконакопление, сосредоточенное во впадинах, ограниченных разломами, а также магматическая активность вдоль глубинных нарушений, как интрузивная, так и вулканическая (основные и щелочные — кислые интрузии с соответствующей минерализацией). Что же касается автономности процессов минерализации, то до сих пор отсутствует единая точка зрения относительно их зависимости или независимости от развития смежных геосинклинальных областей. Так, значительные части древних платформ (например, Китайской, Сибирской) охвачены структурами более молодой тектонической переработки, отчасти обладающими собственной магматической активностью. На Восточно-Европейской, Австралийской, Южно-Американской и Индийской платформах подобная активность проявлена, напротив, слабо или же совсем отсутствует.

По степени тектонической активизации В. Смирнов [372] различает четыре группы:

Интенсивно активизированные платформы, встречающиеся относительно редко (например, восточная часть Китайской платформы). Они подверглись

сильной тектонической деформации и прорваны гранитными интрузиями кимберийского цикла. С этими платформенными гранитоидами связаны гидротермальные месторождения Au, Mo, Sn, W и Pb-Zn.

Активизированные платформы встречаются чаще (например, Балтийский щит Восточно-Европейской платформы, центральная часть Сибирской платформы, южная часть Африканской платформы). В пострифейское время эти платформы испытали активизацию под воздействием крупных глубинных разломов (грабены, линеаменты), по которым в различные эпохи проявлялась магматическая активизация (ультраосновной магмагизм, алмазоносные кимберлиты, щелочные интрузии с карбонатитами и месторождениями редких элементов).

Слабо активизированные платформы (например, южная часть Северо-Американской платформы): здесь активизация характеризуется не формированием магматических пород, а появлением стратиформных Pb-Zn-Ba-F-месторождений типа Миссисипи—Миссури в осадочных породах палеозойского платформенного чехла.

Неактивизированные платформы (например, центральная и южная части Восточно-Европейской платформы, Бразильская и Австралийская платформы). В пределах этих областей не возникали эндогенные месторождения, связанные с процессом активизации.

2.3.4. Минерагенические разновидности платформенных областей

Закономерности развития магматизма в платформенных областях в отличие от геосинклинальных (орогенных) областей не имеют общего значения, а сохраняют силу лишь для определенных отрезков времени в соответствии с историческими этапами развития платформ.

По интенсивности проявления магматизма и количественным особенностям магматических формаций могут быть выделены два особых типа платформ [104]:

платформы с интенсивным проявлением магматизма и

платформы со слабым проявлением магматизма.

а. Платформы с интенсивным проявлением магматизма (тип Восточно-Сибирской платформы). Помимо Восточно-Сибирской платформенной области к этому типу относятся Южно-Американская, Африканская и Австралийская платформы. Все они характеризуются весьма интенсивным магматизмом, проявившимся в виде:

широкого распространения мощной трапповой формации, образованной в течение нескольких этапов развития платформенного чехла (тунгусский подтип);

интрузий ультраосновных пород (с карбонатитами и месторождениями редких элементов), а также излияний трахибазальтовой и щелочно-базальтовой лав. Типичны также образования алмазоносной кимберлитовой формации (якутский подтип).

Для первого подтипа (Тунгусская провинция на Сибирской платформе) характерны концентрации Ni-Fe-Cu, Pt-Pd, Fe, Pb-Zn, F-Ba, $CaCO_3$ (исландского шпата), графита и других видов

сырья. Кроме того, в небольшом количестве присутствуют также *осадочные месторождения мелководных морских (терригенно*-карбонатных) железомарганцевых и фосфоритовых формаций, *а также терригенные красноцветные отложения и образования* цикла серы (сапропелитовая формация). Рудные районы этого подтипа формировались преимущественно в областях прогибов (синеклизах, зонах грабенов).

Второй подтип (Якутская провинция Сибирской платформы) содержит прежде всего апатит-нефелиновую, редкометальную и редкоземельную минерализацию, связанную с ассоциацией ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, а также проявления алмазов в кимберлитах. Минерагенические провинции этого подтипа встречаются чаще всего в зонах поднятий (антеклизах и сводовых поднятиях фундамента платформ).

б. Платформы со слабым проявлением магматизма (тип Восточно-Европейской платформы). Для этого типа платформ характерен лишь очень слабый трапповый магматизм, ограниченный относительно небольшими территориями. Он сопряжен *преимущественно с начальными этапами образования осадочного* чехла платформ и часто связан со структурами типа авлакогенов; подобные платформы практически можно считать лишенными магматизма.

К этому типу помимо Восточно-Европейской (Русской) платформы принадлежит также Северо-Американская платформа с ее слабо развитым трапповым магматизмом и гигантскими стратиформными месторождениями Pb-Zn-Ba-F типа Миссисипи—Миссури, приуроченными к палеозойскому платформенному чехлу.

Платформы этого типа отличаются широким распространением экзогенных месторождений (продуктов выветривания, осадочных отложений), происхождение которых отчасти тесно связано с составом пород фундамента.

Здесь, согласно А. Семенову, Ю. Старицкому и Е. Шаталову [104], *также можно выделить два подтипа:*

«подтип Московской провинции»,

«*подтип Западно-Сибирской провинции*».

Оба подтипа различаются по возрасту, литофациям и типам месторождений. Для первого характерны осадочные проявления Cu и Pb-Zn в терригенно-карбонатных и карбонатных формациях. Во втором подтипе преобладают месторождения выветривания (четвертичные и ископаемые россыпи с Au, Pt, ильменитом, монацитом, цирконом, алмазами и др., автохтонные бокситы). Здесь встречаются также осадочные месторождения фосфоритов в континентальных песчаных и в карбонатных формациях, а также континентальные лимнические проявления Fe и Mn.

3. Методика минерагенического анализа

3.1. Основы

Целью минерагенического анализа является выяснение закономерностей распределения полезных ископаемых как в масштабе крупных региональных подразделений (поясов, провинций, зон), так и более мелких (рудных районов, месторождений, тел полезных ископаемых). Минерагенический анализ использует свою собственную методику исследования, которая должна предусматривать следующие аспекты (рис. 3.1):

а. Образование полезных ископаемых — результат определенного геолого-исторического процесса или ряда процессов. Эти процессы относятся к разряду обычных в геологическом отношении; они важны постольку, поскольку приводят к концентрациям полезных веществ, пригодным для разработки. Авторы делают попытку осмыслить процесс образования полезных ископаемых с помощью *исторического минерагенического анализа.*

б. Влияние конкретных геологических условий на образование полезных ископаемых вызывает возникновение определенного пространственного, т. е. регионального, распространения последних. Образование территорий, несущих полезные ископаемые и таких, в которых не происходит концентрации минерального сырья, является в конечном счете результатом существования различий в историческом и региональном геологическом развитии планетарных оболочек (т. е. земной коры и верхней мантии), в которых проявились процессы дифференциации вещества. Авторы пытаются осмыслить закономерности пространственного распределения полезных ископаемых с помощью *регионального минерагенического анализа.* Региональный анализ имеет более комплексный характер, чем исторический; последний служит его основой.

в. Концентрации полезных ископаемых совпадают с вещественными (химическими и/или минералогическими) аномалиями. Эти аномалии большей частью не ограничены собственно месторождениями и охватывают также их обрамление. Нередко даже более крупные минерагенические подразделения несут исторически унаследованные аномальные содержания элементов (геохимические провинции). Выявление подобных аномальных распределений способствует оконтуриванию перспективных

территорий и непосредственному выявлению комплексов месторождений. Авторы пытаются установить закономерности аномального распределения элементов и нахождения структур, благоприятных для образования концентраций минерального сырья путем *анализа минерагенической специализации* геологических подразделений, комплексов, формаций и др. Анализ минерагенической специализации основан на историческом и региональном анализе.

г. Образование концентраций полезных ископаемых является результатом совпадения ряда геологических процессов, благоприятных для аккумуляции вещества. Все геологические явления, обусловливающие образование месторождений, именуются «факторами», а геохимические и геофизические явления, указывающие на наличие месторождений,— «индикаторами». Факторы и индикаторы — это те геологические, геохимические и геофизиче-

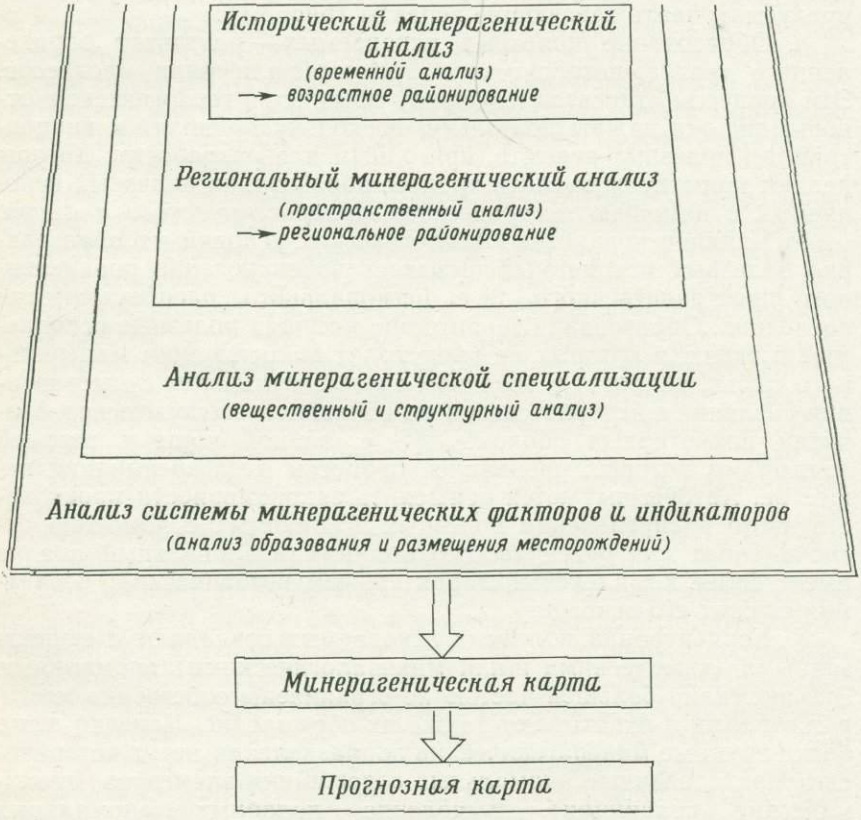


Рис. 3.1. Этапы минерагенического анализа [161].

ские особенности конкретного минерагенического подразделения, которые особенно отчетливо проявлены в месторождениях и служат их поисковыми признаками. В совокупности они образуют *систему минерагенических факторов и индикаторов*, которая соответствует конкретным данным определенного генетического типа месторождений. Анализ системы минерагенических факторов и индикаторов основан на историческом и региональном анализе, а также на анализе минерагенической специализации.

Существенной проблемой минерагенического анализа является выявление закономерностей образования геологических тел как таковых, поскольку из этого можно сделать вывод (или произвести экстраполяцию) о наличии процессов, являющихся непременными предпосылками образования месторождений. Конечно, недостаточно лишь установить, что определенное месторождение возникло в определенном месте. Следует стремиться к выяснению вопроса о причинах его образования, что является существенным предварительным условием минерагенического прогнозирования. Только решив этот вопрос, минерагеническое исследование может решить главную задачу — на научной основе поставить прогноз о выявлении месторождений полезных ископаемых.

Для изучения и определения условий образования геологических тел используют три логически взаимосвязанных метода, развивавшиеся на основе различных целевых установок:

парагенетический анализ,
фациальный анализ,
формационный анализ.

Несмотря на то что все три метода являются вполне самостоятельными и служат также методическими основами исследований в других геологических дисциплинах, таких, как учение о месторождениях полезных ископаемых, литология и геотектоника, они могут быть охарактеризованы прежде всего и как предпосылки минерагенического анализа. Все эти методы исходят из совместного нахождения геологических образований (минералов, пород, комплексов пород) и направлены на выяснение закономерной последовательности и условий их образования.

Парагенетический анализ обоснован А. Брейтгауптом [179] и использовался им, как и всеми последующими исследователями, при изучении эндогенных рудных месторождений. В последнее время вновь усилилось внимание к изучению парагенезисов[1]. Используя новейшие данные и материалы дискуссий, можно дать следующее определение парагенезиса минералов [346]:

---

[1] По этому поводу см., в частности, Freiberger Forschungshefte, C 230 (1968), C 231 (1968), C 266 (1969), C 270 (1970) и C 293 (1973).

Парагенезис минералов есть минеральная ассоциация, которая характеризуется определенным сочетанием или последовательностью образования минералов и которая возникла при определенных физико-химических условиях в ходе геологического процесса в ограниченном интервале пространства и времени. Понятие парагенезиса может быть применено к элементам, изотопам, а также в других областях.

Вполне целесообразно не ограничивать парагенетические исследования только эндогенными рудными месторождениями, а применять их вообще к породам и минералам эндогенного происхождения. Использование парагенетического анализа для экзогенных образований ограничено вследствие широкого проявления аутигенных и аллотигенных компонентов.

Анализ фаций, научное обоснование которого восходит к трудам А. Грессли [219, 220], представляет собой в противоположность парагенетическому анализу прежде всего методику изучения экзогенных образований. Д. Франке [202] подробно анализирует развитие понятия «фация», так же как и его весьма различные определения и истолкования, и после обстоятельной оценки литературных данных ставит на обсуждение следующее определение:

Фация есть внешний облик отложений, определяемый петрографическими, палеонтологическими, геохимическими, структурными, текстурными и другими признаками горных пород и указывающий на физико-географическую обстановку осадконакопления.

Под фацией (континентальной, лагунной, морской и др.) понимается, таким образом, не конкретное тело горных пород, а «облик» осадка, создаваемый множеством специфических признаков горной породы и отражающий палеогеографические и в особенности физико-химические условия. Фация, следовательно, является вещественным выражением конкретных условий возникновения осадочных отложений. В соответствии со смыслом приведенного выше определения оно с известными ограничениями может быть использовано также для магматических и метаморфических образований.

Понятие формации и, следовательно, в конечном счете методика *формационного анализа*, как указывает Д. Франке [201], связаны с работами А. Вернера [426], который, исходя из определенных типов оруденения, объединял в формации рудные жилы, однородные по способу образования и минеральному составу. В немецкой литературе помимо Д. Франке [201] обширный анализ понятия формации дает также В. Пейх [319].

Понятие «геологическая формация», как, может быть, никакое другое, имело разнообразные и противоречивые истолкования. По мере развития стратиграфии, основанной на биостратиграфических методах, это понятие все

в большей степени приобретало хронологический смысл. Однако уже на II Международном геологическом конгрессе в Болонье (1881 г.) было решено не использовать далее понятие «формация» в качестве синонима стратиграфического подразделения (системы), а применять его лишь в первоначальном смысле. В немецком словоупотреблении это решение, однако, полностью не соблюдалось. В англоязычных странах, прежде всего в США, развитие понятия «формация» привело к его превращению в литостратиграфический термин.

В СССР понятие «формация» развивалось иным образом. Здесь под формацией понимают природную геологическую ассоциацию горных пород, образование которой соответствует определенной стадии развития земной коры. Что же касается признаков формации и критериев, используемых для ее выделения, то здесь среди советских геологов также не существует единого мнения. В настоящее время сохраняются два направления, в которых классификация формаций производится на различной основе:

генетическое направление (В. Белоусов, В. Хаин, М. Муратов, В. Попов, Л. Рухин, Н. Страхов, Н. Вассоевич);

парагенетическое направление (Н. Херасков, В. Драгунов, А. Косыгин, Н. Шатский и др.).

Парагенетическое определение формации, вследствие объективного способа ее выделения, обладает явными преимуществами по сравнению с генетическим. В его основу положены реальные литолого-петрографические и структурные критерии, доступные непосредственному наблюдению.

С учетом этих данных формация может быть определена следующим образом [401]:

Формация — природная ассоциация горных пород или минералов, отдельные части которой парагенетически связаны друг с другом, характеризуются независимо от возраста их образования одинаковым или сходным вещественным составом и образовались на основе определенного тектонического режима и при определенных палеогеографических-климатических или физико-химических условиях.

Природные ассоциации горных пород (формации) в смысле приведенного определения отражают, таким образом, определенное сочетание признаков, которые в совокупности характеризуют отрезок историко-геологического развития. Стратиграфические границы осадочных или вулканогенно-осадочных комплексов могут совпадать с границами формаций. Нередко, однако, границы формаций полностью пересекают стратиграфические горизонты. Формации по сравнению со стратиграфическими подразделениями представляют собой, таким образом, элементы иного порядка, рассматриваемые с минерагенической точки зрения.

Сущность формационного анализа состоит в том, что геологические образования рассматриваются в их парагенетическом единстве и одновременно во взаимообусловленности. Месторождения, безразлично какие: магматогенные, седиментогенные или метаморфогенные, следовательно, являются или частями формаций или же самостоятельными формациями. Использование формационного анализа позволяет выявить внутренние

закономерности изучаемых комплексов горных пород и минералов. Он является, таким образом, важным методом минерагении и основой прогноза выявления месторождений.

3.2. Исторический минерагенический анализ

Для минерагенической оценки территории имеет значение в первую очередь ее геолого-тектоническое развитие, т. е. история образования. Поэтому любое расчленение площади, иными словами районирование, с целью минерагенических исследований должно исходить из особенностей исторической эволюции условий образования комплексов горных пород и минералов в пределах изучаемой территории. Это означает, что минерагеническое районирование и тем самым расчленение земной коры на части, не содержащие и содержащие полезные ископаемые, а последние в свою очередь на части, раличающиеся по генетическим типам месторождений, ассоциациям типов и т. д., должны быть основаны на историческом минерагеническом анализе.

Исторический минерагенический анализ в большой степени использует данные о геотектонической, геохимической и биологической эволюции. Результаты этих исследований вписываются в основное общее положение диалектического материализма о том, что материя находится в постоянном движении и развитии — от низшего состояния к высшему, от простых форм — к сложным.

При проведении исторического минерагенического анализа следует принимать во внимание, что внешние геологические условия в ходе развития Земли не остаются постоянными, а непрерывно изменяются. Особенно сильно влияли на течение процессов концентрации или рассеяния элементов (как подготовительных ступеней к образованию месторождений) изменения в составе земной атмосферы, проявлявшиеся в ходе развития Земли и известные в общем по убыванию восстановительных (CH_4, NH_3, H_2) и возрастанию окислительных (O_2) агентов. В причинной взаимосвязи с этим следует рассматривать начавшуюся с позднего протерозоя активность органического вещества, которая в дальнейшем имела большое значение как для процессов концентрации элементов (образование сульфид-ионов в результате деятельности бактерий), так и для процессов рассеяния элементов (органические соединения как факторы миграции).

Исторический минерагенический анализ должен базироваться на формационном анализе. Это означает, что в его основе должны лежать закономерности последовательного проявления формационных подразделений (надформаций, формаций, суб-

формаций и др.). Начала исторического минерагенического анализа были заложены А. Вернером [425], который, исходя в основном из данных, полученных им в Саксонии, и «учитывая природу и происхождение гор», расчленил отложения горных пород на «первоначальные, пластовые, вулканические и наносные». В основе этого расчленения, совершенно очевидно, лежит оценка с формационной точки зрения. Впоследствии, исходя из этого, были образованы — по крайней мере в немецком словоупотреблении — и всесторонне использовались понятия о *структурных этажах фундамента* (в Центральной Европе — область варисцийской складчатости, т. е. досилезские[1] отложения), *платформенного чехла и рыхлых образований.* Разграничение отдельных этажей между собой может производиться по-разному. Следует учесть, что формационные границы могут совпадать со стратиграфическими границами, но не всегда и не везде. В случае разграничения этажей фундамента и платформенного чехла в варисцийской орогенной области Центральной Европы эта граница устанавливается по смещению главной складчатости из динанта III β в Саксоно-Тюрингской тектонической зоне (впадина Рудных гор) на уровень позднее вестфала С в Рено-Герцинской зоне (Рурская область) [203][2].

Очевидно, что приведенное выше грубое расчленение комплексов горных пород, имеющее формационный характер, вписывается в концепцию геотектонического развития Земли, разработанную Г. Штилле, С. Бубновым, Ю. Билибиным, В. Белоусовым и др., которая характеризуется выделением закономерно следующих друг за другом этапов геосинклинальной, орогенной, переходной и платформенной стадий.

Несмотря на то что в каждой геосинклинальной (орогенной) области, естественно, проявляются свои региональные особенности, обусловленные ее конкретными условиями, можно тем не менее установить, что формационное развитие протекает в каждом случае почти однотипно, с закономерной последовательностью отдельных формаций. Схематическое сопоставление подобного рода с указанием важнейших осадочных и магматических формаций и связанных с ними главных типов минерального сырья приведено в табл. 3.1.

В соответствии с отдельными историко-геологическими этапами, характеризуемыми определенными типами геотектонического развития и определенными осадочными и магматическими формациями, выделяются минерагенические этажи (геосинклинальный, орогенный, переходный и платформенный), которые

[1] Донамюрские.— *Прим. перев.*

[2] Динантский век каменноугольного периода в Западной Европе включает турнейский и визейский века. Вестфальский век соответствует среднему карбону по делению, принятому в СССР.— *Прим. перев.*

Таблица 3.1

Принадлежность главных геологических формаций и связанных с ними важнейших типов минерального сырья к геотектоническим-минерагеническим этажам (по Л. Бауману, Г. Тишендорфу и М. Вольфу [161])

Геотектонический-минерагенический этаж	Формации		Главные типы месторождений полезных ископаемых (минерального сырья)
	осадочные	магматические	
Платформенный этаж	(Ледниковая)	Трапповая (интрузивная *и эффузивная*)	F, Ba; Cr-Pt, Ti-Fe, Ni-Co-Cu, Pb-Zn
	Соленосная		Ангидрит, каменные и калийные соли
	Карбонатная		Известняки, бокситы, фосфориты
		Ультраосновная—щелочная	Апатит, нефелин, карбонатиты, Ti, Nb, Ta, U, TR, алмазы, цветные металлы
	Песчаная (отчасти красноцветная)		Пески, гравий; цветные металлы; Fe, Mn, лимнические угли, углеводороды
	Морская терригенная		Бокситы, каолины, глины; россыпные месторождения
Переходный этаж		Субсеквентная андезит-риолитовая	Цветные и редкие металлы
(орогенный этаж)	Молассовая (Красноцветная)		Угленосная формация, углеводороды; пески, гравий
	(Флишевая)	Гранитная, син- и посторогенная гранодиоритовая	Цветные и редкие металлы; W, Li, Be; редкие металлы; нерудное сырье
	Флишевая, лагунная		Стройматериалы (коренные и рыхлые породы)
	Карбонатная		Известняки, кремнистые породы, бокситы, фосфориты
Геосинклинальный этаж	Кремнистая		
	Глинистых сланцев (черносланцевая)	Инициальный магматизм: диабаз-спилит-кератофировая, *перидотит-габбровая*	Mn, цветные металлы, S, U, V, Mo; углеводороды Fe, Mn, цветные металлы
	Сланцево-граувакковая		Cr-Pt, Ti-Fe, Ni-Fe

в свою очередь в зависимости от местных условий могут быть расчленены на подэтажи. В этом смысле *под минерагеническим этажом следует понимать совокупность образований определенной стадии геотектонического развития, обусловленную особым геолого-тектоно-геохимическим режимом возникновения полезных ископаемых в соответствующих формациях. Минерагенические этажи ограничены поверхностями несогласий.*

Вследствие большого значения геотектонических процессов для образования месторождений минерагенические этажи, как правило, совпадают с геотектоническими этажами. Выделение минерагенических этажей, подэтажей и т. п. равнозначно районированию по возрасту, основанному на историко-геологическом развитии («возрастное минерагеническое районирование»).

3.3. Региональный минерагенический анализ

Региональный минерагенический анализ основан на историко-геологическом анализе. Познание региональных минерагенических закономерностей практически невозможно без сведений об историческом развитии геологических комплексов. Целью регионального минерагенического анализа является *региональное районирование* исследуемой области, причем под этим понимается выделение площадей[1] как обособленных единиц (минерагенических подразделений) на основе структурно-тектонической общности, распространения и характера процессов осадконакопления и магматизма, а также появления или отсутствия определенных ассоциаций элементов, минералов или месторождений. Если исторический минерагенический анализ может рассматриваться, по существу, как расчленение по вертикали, то региональный анализ представляет собой в основном расчленение по горизонтали.

Минерагеническое подразделение, как результат специального районирования, может быть определено следующим образом [272]:

Минерагеническим подразделением называют область, выделенную на основании определенного типа структурно-тектонического развития, распространения определенных осадочных, метаморфических и магматических пород, а также наличия или отсутствия минеральных концентраций или месторождений, являющихся выражением определенной вещественно-структурной характеристики.

При минерагеническом районировании не следует рассматривать только «рудоносные» территории, т. е. положительные гео-

[1] При этом не следует пренебрегать третьим измерением — глубиной.

химические аномалии; в изучение должны быть вовлечены и «нерудоносные» области, т. е. отрицательные аномальные площади. Выделение областей обоих типов позволяет геологу обнаружить зависимость рудоносности или безрудности от особенностей геолого-тектонического развития.

Принципы современного минерагенического районирования были выработаны в основном советскими и французскими исследователями (Ю. Билибиным [2], Е. Шаталовым [132, 135], П. Рутье [347] и др.). Наименования региональных минерагенических подразделений зависят как от их величины, так и от формы (различаются линейные и изометричные площади). Общепринятая классификация минерагенических подразделений представлена в табл. 3.2:

Таблица 3.2

Классификация минерагенических подразделений по размеру и форме

Размер		Форма		Примечания
площадь км²	категория	линейная	изометрическая	
$n \cdot 10^6$	Планетарные	Пояса	Провинции	Региональные минерагенические подразделения
$n \cdot 10^5$	Субпланетарные			
$n \cdot 10^4$	Региональные I	Зоны	Субпровинции	
$n \cdot 10^3$	Региональные II	Подзоны		
$n \cdot 10^2$	Локальные I	Рудные районы		Локальные минерагенические подразделения с конкретной минерализацией
$n \cdot 10^1$	Локальные II	Рудные поля		
$n \cdot 10^0$	Локальные III	Рудные месторождения		
$n \cdot 10^{-1}$ до $n \cdot 10^{-2}$	Локальные IV	Тела полезных ископаемых		

Минерагенический пояс (суперпровинция по П. Рутье) — рудоносная территория, соответствующая одному из крупных геотектонических поясов Земли (например, Тихоокеанскому, Средиземноморскому и др., протяженностью в несколько тысяч километров каждый). *Минерагенический пояс* может развиваться в течение нескольких геотектонических — магматических циклов, причем каждый цикл отличается определенными типами минерализации.

Минерагеническая провинция[1] — рудоносная территория, соответствующая геотектоническому подразделению (орто- или парагеосинклинали) и развивавшаяся в течение одного геотектонического цикла (например, варисцийская минерагеническая провинция Центральной Европы, альпийская минерагеническая провинция Карпат). Минерагеническая провинция может, однако, со-

[1] Это понятие было впервые использовано В. Линдгреном [284] в качестве расширенного аналога термина *«металлогеническая провинция»*, введенного Л. Делоне [278].

здаваться и в течение нескольких геотектонических циклов (моно- и полициклические провинции). Каждая минерагеническая провинция характеризуется определенными типами минерализации.

Минерагеническая зона — рудоносная территория в пределах минерагенического пояса или провинции, связанная с определенными геосинклинальными или платформенными структурами (например, Саксоно-Тюрингская зона). Минерагеническая зона соответствует «структурно-металлогенической зоне» *Ю. Билибина* [2]. В ее пределах развиваются геологические формации и типы месторождений, характерные для этих структурных типов. Минерагенические зоны являются важнейшими минерагеническими подразделениями, изображаемыми на мелкомасштабных минерагенических (металлогенических) картах.

Провинции и зоны по мере необходимости могут подразделяться на субпровинции и подзоны (например, минерагеническая подзона Рудных гор). Минерагенические подразделения меньших размеров именуются следующим образом:

рудные районы (например, Рудные горы),
рудные поля (например, Фрейбергское),
месторождения или отдельные *проявления* полезных ископаемых.

Из классификации минерагенических подразделений по величине и форме можно сделать вывод о том, что подразделения, выделяемые на картах, зависят от масштаба. Так, на картах территории ГДР в масштабе 1 : 500 000 могут быть выделены лишь провинции, субпровинции, зоны, подзоны, а также рудные районы.

Исходной точкой минерагенического районирования является, с одной стороны, установление границ по вертикали на основе стадий геолого-тектонического развития (этажей, подэтажей), т. е. районирование по параметру *времени,* с другой стороны, оконтуривание отдельных подразделений по горизонтали, проведенное на основе региональных различий в геолого-тектоническом развитии (пояс, провинция, зона, район и др.), т. е. районирование по параметру *пространства.* Таким образом, минерагеническое районирование является выражением, результатом и наглядным представлением различий в ходе геологического развития в пространстве и во времени.

3.4. Минерагеническая специализация

Минерагеническое районирование является результатом установления аномальных распределений элементов или минералов в пространстве и времени. Наблюдаемое проявление месторождений определенного генетического типа в областях, характеризующихся определенной геотектонической структурой, так же как и отсутствие их в других областях может быть истолковано как выражение и результат минерагенической специализации. Это понятие и устанавливаемое таким образом свойство геологического комплекса следует, однако, истолковывать в более узком смысле и ограничить теми геологическими, тектони-

ческими и геохимическими особенностями, которые указывают на наличие или потенциальную возможность рудоносности. Учитывая эти соображения, можно дать следующее определение минерагенической специализации [401]:

Под минерагенической (металлогенической) специализацией понимают всю совокупность историко-геолого-тектонических, геохимических, минералого-петрографических и геофизических особенностей комплекса горных пород, позволяющих в положительном или отрицательном смысле прогнозировать потенциальную возможность образования концентраций элементов в процессе образования и развития этого комплекса.

Следует обратить внимание по меньшей мере на два аспекта минерагенической специализации:

а) геохимико-минералогические особенности (связанные с веществом), понимаемые как функция пространства и времени, т. е. вещественная специализация;

б) структурно-тектонические особенности (связанные с морфологией и структурой), равным образом понимаемые как функция пространства и времени, т. е. структурная специализация.

Специализация в принципе имеется там, где проявилось отклонение от определенной нормы. Эффект вещественной специализации устанавливается, как оказалось, довольно легко. Что же касается специализации, связанной со структурой, и в особенности ее количественной оценки, то это осуществляется, напротив, с большим трудом.

3.4.1. Вещественная специализация

Использование эффектов вещественной специализации для оценки потенциальной рудоносности территории основано на наблюдении того, что аномальное распределение элементов и минералов не ограничивается собственно месторождениями, но охватывает и их широкое обрамление. При этом следует иметь в виду, что вещественные аномалии в виде первичных и вторичных ореолов рассеяния выходят за границы собственно месторождений, иногда значительно превышая их размеры (в 10—20 раз). Необходимо учитывать также, что месторождения встречаются, как правило, не изолированно, а при достаточном генетическом сходстве бывают довольно широко распространены в пределах минерагенического подразделения, если принимать во внимание наличие не только месторождений, но также проявлений и обширной рассеянной минерализации, нередко значительно более протяженной.

Аномальное распределение химических элементов часто находится в непосредственной причинной связи с образованием месторождений.

Не менее важное значение для понимания эффекта специализации имеет также то обстоятельство, что «материнские породы», от которых исходит минерализация, также часто бывают обогащены теми элементами, которые концентрируются в минеральных образованиях, генетически связанных с этими породами. Это имеет особое значение, естественно, для тех ассоциаций пород и полезных ископаемых, которые тесно связаны друг с другом как генетически, так и формационно (например, для эндогенных образований характерно, что с ультрабазитами и базитами связаны концентрации Cr, Pt, Ni, Fe, Ti, с гранитоидами — Sn, Li, W, Mo, Be, для экзогенных образований важна вещественная характеристика областей эрозии или сноса).

Здесь следует указать, что возможны случаи, когда положительная корреляция между высокими содержаниями определенных элементов в материнской породе и в соответствующих, генетически связанных с ней, месторождениях не проявлена. Это происходит в тех случаях, когда вещество для образования месторождений мобилизуется из более или менее близко расположенного комплекса пород в результате латеральсекреционных (выщелачивание) и метаморфогенных процессов, и этот комплекс в сравнении с исходным, естественно, представляет обедненную площадь (отрицательную геохимическую аномалию).

Данное обстоятельство показывает, что учет вещественной специализации имеет свои проблемы, и при оценке аномальных распределений следует безусловно учитывать генетические аспекты.

Понятия «минерагеническая» или «геохимическая специализация», а также применение этих понятий исходят от советских геологов [132, 72, 111, 135]. Оба понятия первоначально использовались как синонимы. Позднее, однако, распространилось мнение И. Сморчкова, поддержанное одним из авторов [398], о том, чтобы понимать «металлогеническую — минерагеническую специализацию как сумму процессов, определяющих рудогенерирующую способность магмы и влияющих на образование месторождений» и рассматривать геохимическую специализацию как часть вышеуказанной.

В соответствии с тем, что магматические породы, как установлено, часто выполняют в отношении месторождений функцию «материнских», проблемы специализации исследовались в прошлом преимущественно для этих пород (в особенности для гранитоидов). Вещественная специализация выражена прежде всего в содержаниях главных элементов и элементов-примесей, в особых парагенезисах минералов (прежде всего акцессорных) и в особом пространственном, а также статистическом распределении элементов или фаз минерализации. При этом можно сделать вывод, что эти вещественные особенности выражают особый режим магматических процессов (включая поздне- и постмагматические) и позволяют учитывать, таким образом, рудогенерирующую способность магматогенных процессов. В последнее время теоретическими основами и практическими выводами минерагенической специализации больше других занимались советские исследователи [34, 390, 23, 24, 49, 81, 100, 118].

Прежде чем устанавливать геохимико-минералогическую специализацию гранитоидов, следует изучить вещественный состав этих пород. Установлению специализации, таким образом, предшествует общая характеристика, так как специализация должна принимать во внимание всю совокупность региональных, фациальных, формационных и других данных [402].

При изучении геохимических особенностей магматических комплексов следует помнить о том, что состав породы есть результат многих процессов, как зависящих, так и не зависящих друг от друга, протекавших в разное время и, конечно, не во всех своих фазах имевших *направленный* характер. Химический состав породы является функцией многих переменных, специфическое влияние которых учитывается еще недостаточно полно. Ряд этих переменных, оказывающих или могущих оказывать влияние на формирование определенного химического состава породы, схематически изображен на рис. 3.2.

Следует особо различать:

геохимический тип *созидающих* факторов (предшествующие или сингенетичные процессы — геотектоническая обстановка, первоначальный характер области, протяженность пути движения расплава и переноса вещества, условия магматической или осадочной концентрации или дифференциации и др.);

геохимический тип *преобразующих* факторов (постмагматические или постседиментационные, эпигенетические процессы — влияние метасоматоза, выветривания, палеогидрогеологического режима, метаморфизма и др.).

Следует также указать, что под влиянием преобразующих факторов первичные концентрации вещества могут быть полностью ликвидированы или перегруппированы.

Г. Тишендорфом, В. Пельхеном и Х. Ланге [402] было предложено использовать химизм гранитоидных пород для установления их геохимической специализации. В этом предложении предусмотрены три ряда элементов — гранитофильные, средние и гранитофобные (главные и элементы-примеси, по 10 элементов в каждом ряду):

U, Th, K, Li, Rb, Sn, Be, F, Pb, Si;

Na, Zr, B, Nb, Al, Ba, Mo, Sr, P, Zn;

Fe, Ca, Mn, Ti, V, Cu, Mg, Co, Cr, Ni.

Содержания элементов, определенные в пробах горных пород, сравниваются со средними содержаниями этих элементов в породах гранитоидного состава (кларками для гранитов). Степень отклонения содержаний от этой нормы считают мерой специализации данной породы (положительной или отрицательной).

Установление геохимической специализации не должно основываться только на степени регионального отклонения характеристики комплекса горных пород от мировой нормы; следует

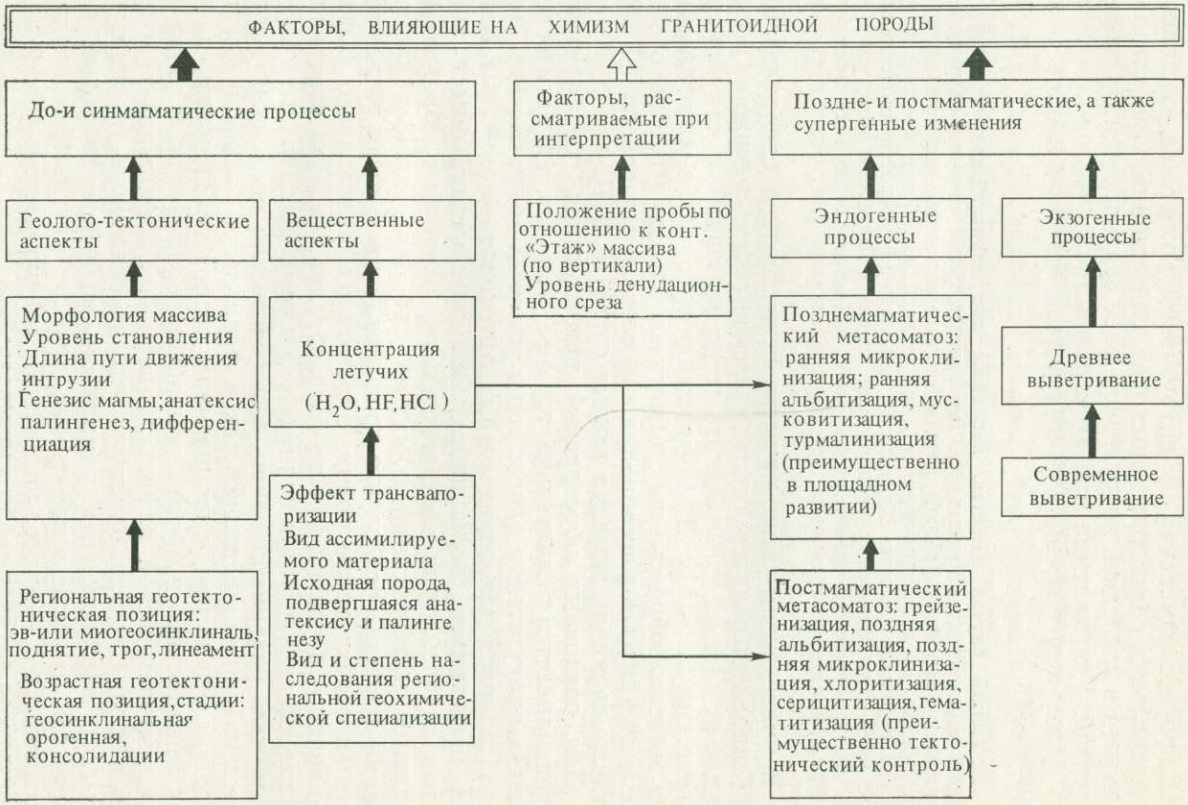


Рис. 3.2. Важнейшие факторы, влияющие на химизм гранитоидов.

также пытаться учитывать исторический эффект, т. е. длительный процесс изменения. В интрузивном комплексе, состоящем из нескольких самостоятельных фаз, содержание определенного элемента в последней интрузивной фазе сравнивается с таковым в первой. Учитываемая при этом *возрастная специализация* часто более существенна для минерагенической оценки, чем региональная.

Подобный случай известен, например, для варисцийских гранитов западной части массива Рудных гор. Там граниты более древнего интрузивного комплекса (массив Кирхберг), хотя и специализированы регионально в отношении Sn, Li и F, однако не в такой степени, как более молодой интрузивный комплекс (массив Эйбеншток), обладающий возрастной специализацией [398]. Это является, очевидно, существенным критерием того, что в более древних гранитах концентрации олова не встречаются, в то время как с более молодыми гранитами генетически связаны месторождения олова.

В приведенном выше примере вещественной специализации особенно подчеркивается геохимический аспект, однако ни в коем случае не следует пренебрегать тесно связанным с ним минералогическим аспектом. Для выражения специализации отдельных фаз минералообразования магматических пород особенно важное значение имеют ассоциация акцессорных минералов [80, 350], а также вариации химизма темных слюд [73, 397].

Для осадочных образований вещественная специализация устанавливается значительно труднее, чем для магматических, в связи с отсутствием однозначных мировых точек отсчета (значений кларков для определенных литотипов — глинистых сланцев, известняков, песчаников). Она приобретает смысл лишь в том случае, когда соответствующие осадочные образования являются материнскими породами для определенных концентраций вещества осадочного происхождения и когда по вещественным особенностям пород, с учетом их фациального и формационного развития как по горизонтали, так и по вертикали, можно сделать вывод о наличии осадочных месторождений. Это возможно, разумеется, лишь для собственно осадочных месторождений, принадлежащих как в фациальном, так и в формационном отношении к вмещающим осадочным породам, но не для афациальной и аформационной минерализации, а также не для эпигенетической инфильтрационной, субмаринной гипогенной и т. п. Следует заметить, что на осадочные (в широком смысле) месторождения комплексно воздействует целый ряд процессов, отчасти независимых друг от друга. При анализе геохимической — минералогической специализации осадочных комплексов следует особо учитывать:

вещественную специализацию областей сноса;

палеогеографическую-климатическую обстановку области осадконакопления;

гипогенный привнос вещества, как сингенетичный, так и постседиментационный;

воздействие постседиментационного диагенеза и эпигенеза.

3.4.2. Структурная специализация

При минерагенической оценке геологического комплекса следует исходить из того, что на его определенную перспективность в отношении обнаружения месторождений могут указывать не только вещественные особенности; решающее влияние также оказывает структурно-тектоническая обстановка рудообразования, подготовившая при эндогенных процессах пространство как для поступления, так и для осаждения вещества, а при экзогенных процессах определяющая палеоструктурные условия областей выноса и осаждения вещества. Метод анализа структурно-тектонической специализации областей (имея в виду выражение их позитивного или негативного влияния на рудообразующие процессы) к настоящему времени еще не разработан. Даже установление нормативов как исходных точек отсчета здесь значительно труднее, чем для вещественной специализации. Первые идеи в этом отношении были высказаны в последнее время [401, 273, 161], причем в качестве нормативных предложены определенные сочетания структурных и тектонических элементов. Чем меньше по размерам подразделение или площадь, для которых эти нормативы принимаются за основу, тем сложнее становится это сочетание, так как в структурно-тектонической обстановке совместно рассматриваются как специфические местные, так и региональные элементы более высокого порядка.

Для установления структурно-тектонической специализации области должны учитываться прежде всего следующие признаки:

1. *Тип структуры*, классифицируемый по размерам (от $n \cdot 10^6$ км^2 или $n \cdot 10^4$ км до $n \cdot 0{,}001$ км^2 или $n \cdot 0{,}0001$ км^2) и по форме, например группа объемных структур (синклинали, антиклинали, синеклизы, антеклизы, купола, троги), группа плоскостных структур (глубинные разломы, трещинные системы, трещины), а также группа комбинированных структур (авлакогены, горсты, глыбы, отчасти линеаменты).

2. *Глубинность и глубина заложения структуры*; классифицируют по проникновению структуры относительно различных областей земной коры и мантии; выделяются, например, близповерхностные области (от поверхности до глубины в несколько километров), верхняя область коры (приблизительно до глубины 25 км, т. е. до раздела Конрада), нижняя область коры (приблизительно до глубины 40 км, т. е. до раздела Мохоровичича) и верхняя мантия (глубже 40 км).

3. *Подвижность структуры*; классифицируется по интенсивности дислокаций, силе и направлению перемещений, а также по частоте ее повторной активизации. Количественный подход к этим параметрам пока отсутствует. Выражением подвижности являются, например, относительные доли процессов осадконакопления и эрозии, частота проявления эпигенетических процессов, степень метаморфизма и консолидации.

4. *Пространственное положение*; классифицируется для объемных структур по простиранию и падению осевой плоскости, простиранию и наклону оси, направлению и крутизне ее флангов; для плоскостных структур — по простиранию и падению; для комбинированных — по их ориентировке относительно общего структурного плана, а также по характеру граничных поверхностей.

5. *Возможности и виды сочетаний структур*; характеризуются по их взаимному расположению, например: единичные структуры, параллельно ориентированные, пересекаемые под острым углом, пересекаемые под прямым углом, перемещенные (надвинутые) структуры, пространственные соотношения структур различного порядка.

В настоящее время еще нет возможности свести в единую систему все многообразие тектонических явлений и их взаимоотношений. Однако в работах последнего времени предприняты первые попытки классифицировать их с минерагенической точки зрения [135, 354, 276, 273, 161].

В дальнейших исследованиях необходимо также особо учитывать следующие аспекты:

минерагеническую оценку отдельных классификационных признаков, а также их взаимоотношений;

выработку методов количественного подхода.

На рис. 3.3 представлен упрощенный пример минерагенической оценки нескольких структур, с учетом прежде всего их типа, вида сочетания и глубинности. При этом устанавливается следующее:

а. Вещественная минерагеническая специализация областей в значительной мере определяется крупными пространственными структурами. Различные уровни глубинности и разнообразное строение коры обусловливают различные эндогенные или экзогенные воздействия. Это означает, что крупное тектоническое подразделение или блоковая тектоника предопределяют в основном характер соответствующей региональной минерагении (например, в виде провинций «сидерофильных», «халькофильных», «литофильных» или «смешанных» месторождений).

б. Большинство плоскостных структур обладает относительно глубоким заложением. Следует учесть, что структуры меньшей глубинности могут сочетаться с глубинными, так что можно теоретически ожидать для большинства плоскостных структур при-

сутствия глубинного материала или по меньшей мере глубинных воздействий.

в. Классификация структур по их глубинности позволяет обнаружить минерагеническую специализацию главных структур. Дальнейшей более дробной и вещественной интерпретации в на-

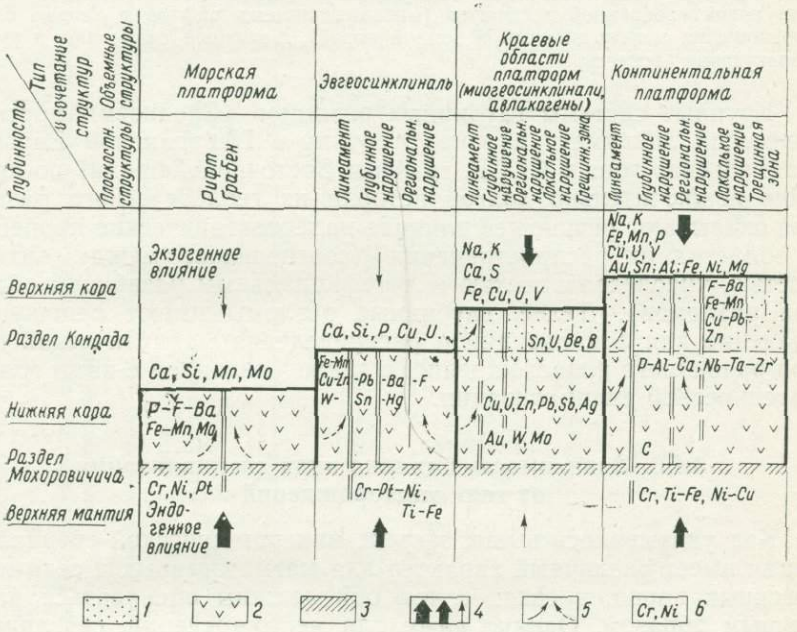


Рис. 3.3. Минерагеническая оценка некоторых главных структур в зависимости от их типа, вида их сочетаний, а также уровня объемных структур и глубинности плоскостных структур [161].

1 — верхняя кора (собственно сиаль); *2* — нижняя кора (преобладание основных пород); *3* — верхняя мантия (собственно сима); *4* — эндогенные или экзогенные факторы, влияющие (сильно, средне, слабо) на процессы концентрации вещества в пространственных структурах; *5* — сильное или слабое воздействие вмещающих пород на процессы концентрации вещества в плоскостных структурах; *6* — характерные концентрации элементов в структурах (типы месторождений).

стоящее время препятствует недостаток знаний о строении нижних областей коры и верхней мантии. Из этого вытекает, что для лучшего понимания процессов образования месторождений в верхней части коры необходимы дальнейшие обстоятельные исследования глубинных процессов и глубинного вещества.

г. Литологический состав и глубинность пространственных структур обусловливают процессы концентрации вещества в зонах плоскостных структур.

Советские тектонисты уже довольно давно обращались к проблеме глубинных разломов и системы разделения земной коры на «поля» в форме глыбовой тектоники на основе изучения обширных платформенных территорий СССР [68, 92, 32, 147, 39]. Напротив, в Центральной и Западной Европе, вероятно, вследствие ограниченных размеров этой интенсивно деформированной области теория глубинных разломов используется довольно робко. В международном плане эта теория послужила решающим импульсом для создания новой глобальной тектоники (мировая система рифтов и теория плит, соотношения между мантией и земной корой), с которой связывают и рудообразующие процессы.

Крупные системы глубинных разломов (Средиземноморско-Мьёсский линеамент и зона Эгерталь в Центральной Европе, Байкальская зона в СССР, грабены Восточной Африки) по причине исключительно долгой истории их геологического развития оказывают решающее влияние на геотектонические процессы в областях их распространения (соотношения между активностью, унаследованностью и литофациальным развитием области разломов). Далее, глубинные разломы имеют решающее значение для локализации и распределения магматических пород различного происхождения, а также связанной с ними минерагенической специализации.

3.4.3. Зависимость влияния вида специализации от типа месторождений

Как указывалось выше, эффект минерагенической специализации имеет различный характер для магматогенных и седиментогенных пород, в связи с чем они должны оцениваться различным образом. Однако даже для месторождений, связанных с процессами магматизма, критерии вещественной и структурной специализации имеют различное прогнозное значение. Это зависит в большой мере от типа месторождений, прежде всего от расстояния между источником элементов и местом их концентрации. Чем меньше это расстояние, тем сильнее возможные концентрации элементов отражают вещественные параметры всего комплекса, поскольку они расположены непосредственно в материнских породах или вблизи них. Структурные данные вмещающих пород играют при этом подчиненную роль. Чем больше расстояние между источником и местом концентрации, тем сильнее распределение скоплений элементов зависит от структурных параметров, поскольку для их возникновения решающим являлся перенос вещества, протекавший по элементам тектонических структур. Литологические особенности боковых пород влияют лишь на осаждение элементов. Вещественный состав окружающих пород, по-видимому, не является в этом случае критерием вещественной специализации. В табл. 3.3 сопоставляются данные о литологическом и структурном контроле

Таблица 3.3

Вещественный и структурный контроль как функция расстояния «очаг—место концентрации» для эндогенных месторождений

Тип месторождений	Пространственное расположение концентраций по отношению к магматической породе	Расстояние от источника вещества до места концентраций	Температура образования концентрации вещества	Характер минерализации по времени ее образования	Преобладающие рудоконтролирующие признаки на месте концентрации вещества
Cr-Pt, Ti-Fe; Ni-Cu-Co	Интрамагматические	Небольшое	Очень высокая	Сингенетическая	Преимущественно вещественный контроль
Sn, W, Li; Be, Nb, Ta	Перимагматические	Среднее	Высокая	Син- и эпигенетическая	Вещественный и структурный контроль
Au, Cu; U, Pb-Zn-Ag	Апомагматические	Большое	Средняя	Эпигенетическая	Преимущественно структурный контроль
Bi-Co-Ni; Ba, F; Sb, Hg	От крипто- до телемагматических	Очень большое	Низкая		

образования месторождений, а также об их преимуществах в зависимости от расстояния между источником вещества и местом его концентрации.

Приведенные данные относятся к рудоконтролирующей роли структурно-тектонических факторов. Однако во многих случаях проявляется также структурный контроль локализации пород — источников вещества. Так, например, локализация магматических тел часто зависит от определенных объемных структур (антиклиналей, глыбовых структур и т. д.) или от плоскостных (глубинных нарушений).

3.4.4. Гидрогеологическая специализация

Важной составной частью минерагенических исследований при изучении эффектов специализации является *палеогидрогеологический анализ* минерагенического подразделения. Его необходимость вытекает из очень широкого распространения экзогенных (инфильтрационных и седиментационных) вод в горных породах литосферы (в среднем от 2 до 12 об. % до глубины 10—12 км) и их значения для переноса вещества.

Главная масса экзогенных подземных вод концентрируется в виде грунтовых и пленочных вод преимущественно в отрицательных геологических структурах (геосинклиналях, синеклизах, зонах грабенов и т. д.), выполненных слоистыми осадочными и вулканогенно-осадочными сериями. При этом

в верхних зонах (до 600 м) распространены преимущественно *инфильтрационные воды*;

в более глубоких зонах (глубже 600 м) преобладают *седиментационные воды* (соленые воды и рассолы), заключенные в горных породах и испытывающие вместе с ними диагенетические преобразования переменной интенсивности.

Таблица 3.4

Гидрогеологические условия главных геотектонических подразделений

Геотектонические подразделения	Гидрогеологическая и гидрогенетическая характеристика	Гидрохимическая характеристика
Щиты (например, Балтийский) как области длительно сохранявшихся поднятий, связанных с крайней пенепленизацией и глубокой денудацией фундамента	Распространены исключительно подземные воды *инфильтрационного* генезиса, повсеместно с небольшим напором	*Подземные воды инфильтрационного генезиса:* общая минерализация обычно <5 г/л (чаще всего <1 г/л);

Продолжение табл. 3.4

Геотектонические подразделения	Гидрогеологическая и гидрогенетическая характеристика	Гидрохимическая характеристика
Молодые складчатые сооружения (например, Альпы) как области синорогенного накопления флишоидных толщ в миогеосинклинальных трогах между геоантиклинальными поднятиями; как области интенсивных посторогенных поднятий и денудации, с которыми связаны накопления осадков в межгорных и предгорных прогибах (молассоидные, отчасти морские, отчасти континентальные образования)	Отчетливо преобладают подземные воды *инфильтрационного* генезиса при максимальном напоре На глубине во флишоидных и молассоидных породах встречаются воды *седиментационного* генезиса, частично с крайне высокой соленостью	главные ионы: чаще всего Ca^{2+}, HCO_3^-; окислительная обстановка; содержание D и ^{18}O значительно меньше, чем в стандарте океанской воды (SMOW)
Стабильные платформы (например, Русская платформа) как области кристаллического фундамента, покрытого осадочными сериями переменной мощности, неметаморфизованными, слабо тектонически деформированными, мало дифференцированными	Некоторое преобладание *инфильтрационных* подземных вод, слабый до очень слабого напор, в глубоких частях осадочного покрова встречаются подземные воды *седиментационного* генезиса, частично средней солености	*Подземные воды седиментационного генезиса:* общая минерализация 35—600 г/л; значения >100 г/л чаще всего в областях выщелачивания эвапоритов; главные ионы: Na^+, Ca^{2+}, Cl^-; восстановительная обстановка; содержание D и ^{18}O приблизительно соответствует стандарту океанской воды (SMOW)
Подвижные платформы (например, Северо-Германско-Польская впадина) как области высоко- и слабометаморфизованного фундамента, расчлененного глыбовой тектоникой с относительно мощным, сильно дифференцированным в литофациальном отношении покровом, усложненным соляной тектоникой	В приповерхностной области встречаются *инфильтрационные* воды с переменным напором; преобладают *седиментационные* подземные воды, частично с крайне высокой соленостью; в ходе геологического времени происходит частая смена седиментационных и инфильтрационных фаз	

В табл. 3.4 приведены условия формирования главных гидрогеологических обстановок в зависимости от общих геологических условий крупных геотектонических структур и связи между геотектоническими и гидрогеологическими структурными комплексами.

В ходе геологических процессов грунтовые воды часто вступают в активное взаимодействие с вмещающими породами (диагенез, катагенез, метаморфизм), принимая при этом характер гидротермальных растворов, и могут в соответствии со сменой физико-химических условий вызывать определенные реакции, как, например, преобразование и выщелачивание боковых пород, осаждение полезных компонентов и др. (см. также разд. 2.1.4).

Главными задачами палеогидрогеологического анализа в общих рамках минерагенических исследований являются:

1. Выяснение региональных палеогидрогеологических условий минерагенического подразделения для определенного отрезка геологического времени — собственно *палеогидрогеологический анализ* (определение основного палеогидрогеологического режима, свойств, условий залегания, климатических условий, динамики и химизма подземных вод в ходе геологического времени с целью реконструкции гидродинамической, гидрохимической и гидротермической зональности и т. д.).

2. Выяснение палеогидрогеологических условий конкретных месторождений или рудоносных площадей, способствующих их образованию, сохранению или разрушению,— *гидрогеологическая специализация* (характеристика гидрогеологических условий *до, во время и после* образования месторождения или его частичного разрушения).

3.5. Система минерагенических факторов и индикаторов

После того как с выявлением минерагенической специализации геологического комплекса устанавливается его общая перспективность в отношении выявления месторождений, следует перейти к анализу конкретных условий образования месторождений, связанных с этим комплексом, для целенаправленных их поисков.

Образование месторождений может быть принято лишь при рассмотрении его как процесса. Исходной основой (эдуктом) процесса является стадия высокой термической или потенциальной энергии, конечной точкой (продуктом) — стадия более низкой энергии. Для переноса вещества необходимы соответствующая среда (расплавы, эндогенные и экзогенные растворы) и наличие соответствующего пространства. В ходе переноса вещества начинаются процессы дифференциации и концентрации.

Таблица 3.5

Функциональные связи между влияющими на рудообразование (контролирующими) факторами

Стадия	Структуры и вещества, обусловливающие процесс	Функция структур и веществ	Минерагенический фактор, вытекающий из функции
Исходная стадия (эдукт)	Эндогенные Тектонические структуры высоких порядков (линеаменты, глубинные разломы) Магматический очаг, специализированные интрузивы и эффузивы Морфология магматических образований Боковые породы магматических комплексов	Предпосылка и условие рудообразования (рудогенерирующая и мобилизующая роль)	(Косвенный) Региональный контролирующий (рудогенерирующий или рудомобилизующий, т. е. металлотект)
	Экзогенные Тектоническое глыбовое поднятие, горная область Область эрозии, специализированные породы, подводно-морские эксгаляции Морфология области денудации	Происхождение среды миграции (раствора) и рудного вещества Механизм дифференциации	
Стадия переноса (процессы дифференциации и концентрации)	Эндогенные и экзогенные Тектонические структуры высоких и средних порядков (глубинные разломы, нарушения) Характер путей переноса (миграции) (структурные элементы, характер вмещающих пород)	Перенос полезного вещества (миграция элементов) Первичное и вторичное пространственное распределение полезного вещества	Региональные контролирующие (рудоподводящие, рудораспределяющие и рудоконцентрирующие)

Продолжение табл. 3.5

Стадия	Структуры и вещества, обусловливающие процесс	Функция структур и веществ	*Минерагенический* фактор, вытекающий из функции
	Среда переноса (расплавы, физико-химические условия эндогенных и экзогенных растворов)		
Конечная стадия (продукт)	Эндогенные Тектонические структуры средних и низких порядков Экзогенные Тектонические структуры от высоких до низких порядков Эндогенные и экзогенные Место концентрации вещества (морфология) Среда осаждения (характер вмещающих пород)	Образование формы месторождений (морфология месторождений) Осаждение полезного вещества с помощью структурных и вещественных барьеров (падение p, t, Eh, pH) Вторичные преобразования	Локальные контролирующие (локальные рудоконцентрирующие, рудораспределяющие, рудоосаждающие)

Эдукт, стадия переноса и продукт образуют взаимосвязанную, открытую в кибернетическом смысле систему. Градиент энергии, имеющийся в системе, служит движущей силой для перемещений элементов. Познание этой системы дает возможность понять условия образования месторождений.

При рудообразовании между исходной стадией (эдуктом) и конечной (продуктом, т. е. месторождением) существуют функциональные связи, показанные в табл. 3.5.

Месторождение рассматривается при этом как часть общей системы, которая (в качестве конечного продукта) несет информацию о процессах, способствовавших его образованию (Р. Константинов, 1966). То обстоятельство, что эдукт также неизбежно обнаруживает соответствующие особенности (определяемые как следствие минерагенической специализации), несущие информацию о закономерностях последующих процессов, имеет первостепенное значение для прогноза выявления месторождений. Исследование этих реально существующих и крайне сложных

взаимосвязей является непременной и теоретически необходимой предпосылкой для прогнозирования. Главная задача минерагении состоит в конечном счете в выяснении этих функциональных связей.

Геологические структуры и вещества, участие которых определяет условия образования месторождений, называются *рудоконтролирующими факторами.* Продукты воздействия процессов формирования месторождения на месте его образования, а также в его ближайшем или более удаленном окружении, именуются *индикаторами месторождения* [395, 396, 399].

На основе различного порядка величин и, следовательно, различных функций рудоконтролирующих факторов последние подразделяются на региональные и локальные. Факторы и индикаторы могут быть охарактеризованы следующим образом:

а. Региональными рудоконтролирующими факторами являются все геологические элементы, которые могут рассматриваться в качестве *предпосылки для концентрации* вещества, а также в качестве *причины ее регионального распределения.* Региональные рудоконтролирующие элементы представляют собой геологические элементы гораздо больших размеров или с большей областью влияния, чем контролируемые ими участки концентрации вещества. Факторы, относимые к этой группе, влияют в особенности на мобилизацию и миграцию (источник и подведение) вещества, которое на следующем этапе локализуется в виде месторождения. Имеются факторы, оказывающие свое (регионально) контролирующее влияние вследствие как своих вещественных, так и структурных свойств. Факторы этой группы являются всегда более древними по отношению к рудообразованию.

Для *эндогенных* месторождений к их числу относятся: наличие минерагенически специализированных магматических пород; их геотектоническая позиция; принадлежность к определенной формации, их количество и морфология, уровень становления интрузии; протяженность пути движения магмы и длительность интрузивного процесса; тектонические элементы более высокого порядка (линеаменты, глубинные разломы и региональные ослабленные зоны) как направляющие линии для внедрения интрузий и циркуляции гидротермальных растворов; поднятия морского дна и их фланговые области.

Для *экзогенных* месторождений к ним относятся: геотектоническая позиция, палеогеографические и палеоклиматические условия, подводно-морские эксгаляции, специализация областей сноса, а также палеогидрологический режим.

б. Локальными рудоконтролирующими факторами являются все геологические элементы, которые могут рассматриваться в качестве *причины выпадения и локального распределения*

концентраций вещества и тем самым локализации тел полезных ископаемых в определенных местах. Локальными рудоконтролирующими факторами являются геологические элементы, размеры или сфера влияния которых одного порядка с размерами месторождения. Здесь также имеются факторы, локальное контролирующее влияние которых обусловлено их вещественными или структурными свойствами. Для эндогенной минерализации эти факторы всегда древнее, а для экзогенной — часто древнее самих месторождений.

Для *эндогенных* месторождений к их числу относятся: контактовые зоны, прослои горных пород, вызывающих изменение физико-химических параметров минералообразующих растворов (падение окислительно-восстановительного потенциала и pH, геохимические барьеры) или же отличающихся по механическим свойствам от других боковых пород, тектонические элементы низших порядков, системы сколовых и оперяющих трещин, элементы внутренней тектоники гранитов, изменения направлений простирания и падения жильных трещин, пористость горных пород.

Для *экзогенных* месторождений к ним принадлежат: литофациальные изменения осадка как следствие изменения условий образования (скорости переноса, физико-химических условий); палеобиологический режим (анаэробный, аэробный), активно влиявший на физико-химическую обстановку (Eh—pH); благоприятные структурные и литологические условия для диагенетических, катагенетических и метаморфогенных перегруппировок в сочетании с палеогидрологической системой.

в. *Индикаторами месторождений* являются все геологические (в особенности полученные геохимическими и геофизическими методами) явления, свидетельствующие о наличии концентрации вещества и указывающие на возможное месторождение и его место. Их часто называют поисковыми признаками или поисковыми критериями. Эти индикаторы возникают как побочные следствия концентрации вещества и поэтому большей частью связаны с ней во времени. Часть индикаторов месторождений определенно моложе, чем само рудообразование (например, вторичные ореолы рассеяния).

Для эндогенных и экзогенных месторождений к их числу относятся: сами месторождения и проявления полезных ископаемых; их первичные и вторичные ореолы рассеяния; вертикальная и горизонтальная зональности минерализации; метасоматические изменения пород, генетически связанные с минерализацией; геофизические аномалии (магнитные, радиометрические, электрические, гравиметрические).

Сущность системы факторов и индикаторов состоит в том, чтобы понять причинную взаимосвязь между определенными

геологическими явлениями, приводящими к образованию месторождений и являющимися, следовательно, дорудными, и собственно месторождениями вместе с сопровождающими их процессами син- и пострудного характера. Геологические явления, *обусловливающие* образование месторождений, формируют частную систему *факторов*; геологические явления, *указывающие* на наличие месторождений, образуют частную систему *индикаторов*. Факторы и индикаторы связаны с оруденением как *причина* и *следствие*. Можно сказать, что индикаторы контролируют появление факторов. Изложенная систематизация основана на пространственных и временны́х и, следовательно, на генетических соотношениях доступных и измеримых минерагенических явлений, сопровождающихся концентрацией химических элементов. Подобный способ рассмотрения связан со стремлением при проведении прогнозно-минерагенических исследований с самого начала ставить в центр внимания концентрацию вещества, т. е. образование промышленных месторождений.

В советской геологической литературе как региональные, так и локальные рудоконтролирующие факторы часто обозначаются совместно как «геологические факторы» или вообще как «рудоконтролирующие», а индикаторы месторождений — как *«поисковые признаки» или «поисковые критерии» [135]*.

В 1965 г. П. Лаффит, Ф. Перминжа и Р. Рутье [276] ввели термин «металлотект», понимая под ним любое геологическое явление, связанное с тектоникой, магматизмом, метаморфизмом, литологией, геохимией, палеоклиматологией и др., которое может способствовать образованию минеральных концентраций. Этот термин приблизительно соответствует смыслу понятия о региональных рудоконтролирующих факторах.

В заключение можно отметить, что при минерагеническом анализе речь идет в конечном счете о том, чтобы выявить *минерагеническую функцию* наблюдаемого геологического явления, т. е. учесть тот вклад, который может внести конкретный геологический параметр в концентрацию химических элементов или в указание на присутствие такой концентрации.

Минерагенический анализ подразумевает не простое определение содержаний малых элементов в горных породах или минералах — его задача состоит в том, чтобы установить обогащение или обеднение по сравнению с соседними комплексами горных пород и тем самым использовать это обстоятельство в качестве критерия потенциальной возможности рудообразования.

Минерагенический анализ не может ограничиваться простой констатацией последовательности выделения породообразующих минералов в интрузивной породе, но должен рассматривать ее как функцию концентрации летучих в магме, которая в свою очередь может иметь исключительно важное значение для образования определенных постмагматических месторождений.

Минерагенический анализ не просто фиксирует пространственное положение структурно-тектонических элементов, таких, как слоистость и сланцеватость, трещиноватость системы «ас» [1], нарушения, а также отдельность, трещиноватость, пористость, он должен установить их способность служить путями циркуляции растворов. При этом изучается возможность образования и раскрытия трещин, принимая во внимание время создания полостей, если они могли иметь минерагеническое значение, естественно, лишь в случае, когда этот процесс примерно совпадает во времени с отделением вещества в рамках «металлотекта». Одновременно следует обращать внимание на то, что выпадение минералов в жилах может произойти и вследствие создания полостей путем разгрузки давления.

Минерагенический анализ осадочных комплексов не должен ограничиваться лишь петрографическим описанием потенциально рудоносных горизонтов, а должен оценить их перспективность на основе сравнения минералогических и физических параметров с таковыми в детально изученных рудных горизонтах. Если встречаются известковистые или содержащие органическое вещество осадочные породы, следует выяснить их способность к изменению Eh и pH ионосодержащих поверхностных и глубинных циркулирующих вод и проверить, может ли произойти изменение растворимости вмещающих пород и образование экзогенно-эпигенетических концентраций определенных элементов в результате изменения их валентности или комплексообразования. Равным образом следует оценить возможность того, в какой степени глинистые, глинисто-карбонатные или карбонатные горизонты, содержащие органическое вещество, могут служить на стадиях седиментации или диагенеза фациальными (восстановительными) барьерами для поверхностных вод, содержащих катионы, или эндогенных растворов.

Наконец, минерагенический анализ не может довольствоваться просто изучением вещественного и морфологического расчленения пространства седиментации путем литолого-палеогеографических исследований (положение подводных поднятий и трогов, береговой линии, распределение прибрежно-морских, шельфовых и глубоководных отложений и др.), но должен оценивать палеогеологическое развитие в сочетании с физико-химической обстановкой среды как существенный фактор осаждения промышленно-важных полезных ископаемых.

В табл. 3.6 показаны связь между подготовительными геологическими и специальными минерагеническими методами, после-

[1] Система трещин, перпендикулярных простиранию пород.— *Прим. перев.*

Таблица 3.6

Стадии геологических исследований, направленных на прогноз выявления полезных ископаемых

Виды геолого-минерагенических исследований		Цель
Подготовительные геологические методы	1. Петрографический анализ	Классификация горных пород
	2. Фациальный анализ	Выяснение палеогеографической обстановки (преимущественно *статический* способ рассмотрения)
	3. Формационный анализ	Выяснение палеогеологических процессов (преимущественно *динамический* способ рассмотрения)
Специальные геологические методы	4. Анализ общей *региональной* минерагенической специализации	Разработка общих прогнозных критериев оценки перспективности территории в отношении выявления минерального сырья, пригодного в настоящем или в будущем для использования в народном хозяйстве *(качественный прогноз)*
	5. Анализ системы минерагенических *факторов* и *индикаторов* для определенного типа месторождений	Разработка конкретных прогнозных критериев с целью прогноза выявления запасов подгрупп «дельта-1» и «дельта-2» (*количественный* прогноз)[1]

[1] См. разд. 7.2.

довательность исследований, а также их целевые установки. Эти исследования, в последовательности от стадии 1 до стадии 5, можно назвать *производственной геологической линией.*

Исключительно важным является рост влияния экономических параметров на стадиях 4 и 5, которые позволяют выразить возможность использования в народном хозяйстве выявляемого минерального сырья. Экономическая оценка результатов этой производственной геологической линии должна осуществляться эквивалентно требованиям производящей промышленности, т. е. в принципе относиться исключительно к конечному продукту, который имеет или должен иметь народнохозяйственное значение.

3.6. Опыт вывода общего руководящего принципа минерагении

Разработка системы минерагенических факторов и индикаторов для определенных типов месторождений поднимает вопрос о том, могут ли эти обобщенные выводы служить для составления абстрагированной системы, соответствующей многим типам месторождений, или для общей методики минерагенических исследований.

В результате анализа условий образования ряда типов месторождений могут быть установлены определенные геологические процессы или результаты процессов, которые можно подразделить на явно благоприятные и неблагоприятные в минерагеническом отношении. К первым можно отнести геологические в широком смысле процессы, способствующие накоплению элементов или минералов (как необходимой предпосылке их возможного использования). В табл. 3.7 указаны некоторые результаты подобных геологических процессов, указывающие на благоприятное или неблагоприятное минерагеническое развитие.

Обобщая сказанное выше, можно сделать вывод, что сложное строение комплексов горных пород и интенсивные, нередко унаследованные дислокации разломной и трещинной тектоники как выражение прерывистого геологического развития могут, очевидно, привести к такому вещественно-тектоническому разнообразию, в котором будут представлены как общие предпосылки, так и общие индикаторы благоприятных в минерагеническом отношении процессов.

Начало и завершение минерагенического процесса связаны, как правило, с изменениями режима геологических или рудообразующих процессов. К числу важнейших изменений, влияющих на растворимость элементов и комплексов, относят, например, изменения режимов окислительно-восстановительного потенциала, pH, температуры, давления и концентрации. На некоторые из подобных изменений режимов обращал внимание Э. Кауч [257], как на необходимую предпосылку образования осадочных месторождений. В зависимости от свойств рассматриваемых элементов и минерализованных растворов, а также от физико-химических условий проявляются соответствующие процессы растворения, миграции или концентрации. Поскольку вещественные и физические условия минерализованных растворов на стадии их возникновения, по-видимому, зависят от вещественных и физических условий места их образования, а в дальнейшем существенно обусловлены также вещественными и физическими условиями путей переноса и мест концентрации, рудообразование при эпигенетических процессах в высокой степени зависит от

Таблица 3.7

Результаты и проявления геологических процессов, указывающие на благоприятное минерагеническое развитие

Сфера	Минерагеническое развитие	
	как правило, благоприятное	как правило, неблагоприятное
а. Геологическая сфера: магматический комплекс	Гетерогенное строение, многофазность, значительные вариации химизма и структуры (высокодифференцированный) *в зависимости от* возрастного положения отдельных фаз и в пределах одной фазы по отношению к контакту	Гомогенное (монотонное) строение, однофазность, незначительные вариации химизма и структуры
осадочный комплекс [1]	Переслаивание; сильные литофациально-формационные изменения в вертикальном и латеральном направлениях; включения магматических серий	Монотонные серии со слабыми литофациально-формационными изменениями или без них
разломная и трещинная тектоника	Наличие линеаментов, глубинных разломов, зон разломов, нарушений; участки их пересечения; площади интенсивной трещиноватости большая изменчивость направлений простирания и падения	Отсутствие элементов разломной и трещинной тектоники
б. Геохимико-геофизическая сфера: геохимическое и геофизическое поле	Положительные или отрицательные аномалии, высокие градиенты	Распределение, лишенное аномалий, низкие градиенты
распределение минералов, элементов и изотопов	Многовершинное, несимметричное распределение; наличие ураганных значений; большое рассеяние (дисперсия)	Нормальное или логнормальное одновершинное (симметричное) распределение; малое рассеяние (дисперсия)

[1] Оценка благоприятного или неблагоприятного типа развития в осадочном комплексе зависит, в частности, от масштаба рассмотрения. Так, определенные «монотонные» серии могут развиваться вполне благоприятно в минералогическом отношении, например проявления оолитовых железных руд и железистых кварцитов, медистые песчаники. В этих случаях следует рассматривать постулированную необходимость изменчивого режима как относящуюся к пространствам более крупных размеров и к более длительным этапам развития.

литолого-тектонических особенностей комплексов горных пород, в которых циркулируют растворы. Рудообразование при сингенетических процессах, напротив, контролируется обстановкой в зоне осадконакопления. Таким образом, обнаруживается, что действующие в региональном масштабе длительные по времени геологические процессы протекают благоприятно в минерагеническом отношении и способствуют накоплению веществ или элементов, очевидно, в следующих случаях:

а) когда проявлены *изменения* геолого-тектонического[1] режима (Eh, pH, p, t, c);

б) когда *скорость* изменений и *интенсивность* связанных с ними процессов относительно *велики*;

в) когда изменения накапливаются в *ходе процесса* (унаследованность, омоложение, многостадийное развитие).

Из вышеизложенного можно вывести *общий руководящий принцип минерагении, заключающийся в том, что благоприятное в минерагеническом отношении развитие можно ожидать, как правило, там, где раньше всего были созданы предпосылки для перехода в раствор, миграции и концентрации элементов благодаря сравнительно внезапным и частым изменениям геолого-тектонического режима.*

Этот принцип сохраняет свое значение как для эпигенетических, так и для сингенетических процессов. Наиболее существенное различие между обоими процессами состоит в том, что минерализованные эпигенетические растворы обусловлены и контролируются видом (химизмом) и состоянием (строением) ранее образованных комплексов пород, иными словами, их литологией, а минерализованные сингенетические растворы — физико-химической обстановкой области седиментации.

3.7. Составление минерагенических карт

3.7.1. Общие замечания

Самой лучшей и наиболее целесообразной формой изображения результатов минерагенических исследований являются соответствующие карты. Основы составления минерагенических карт существенно отличаются от основ построения нормальных геологических карт или упрощенных карт полезных ископаемых. Согласно Ю. Билибину [36], существенная черта минерагенических карт состоит в том, что геологическая основа карты разгружается от всех элементов, не имеющих отношения к проблемам минерагении. Напротив, все факторы, в какой-либо степени обусловливающие рудообразование, приводятся полностью и

[1] И физико-химического.— *Прим. ред.*

подчеркиваются с наибольшей наглядностью. Согласно Е. Шаталову и др. [137], под *минерагенической картой* понимается карта, составленная на специальной геологической или тектонической основе и в наглядной форме изображающая выявленные закономерности размещения месторождений и проявлений минерального сырья в связи с различными геологическими факторами (тектоникой, магматизмом, осадконакоплением, метаморфизмом). Это означает, что на минерагенической карте должны содержаться рудоконтролирующие факторы и индикаторы месторождений, свойственные определенному геологическому комплексу или определенному типу месторождений. Комплект минерагенических карт изображает, таким образом, в высшей степени обобщенный результат минерагенических исследований. Комплексная минерагеническая карта, отражающая данные о всех полезных ископаемых соответствующей территории, отличается по объему изображения от специальной минерагенической карты, содержащей данные о закономерностях лишь одного полезного ископаемого (или одной рудной формации).

На минерагенических картах, таким образом, стремятся отобразить следующие данные:

результаты исторического и регионального анализа,

сведения о минерагенической специализации,

региональные и локальные рудоконтролирующие факторы, а также индикаторы месторождений, характерные для данной области или для данного типа месторождений.

Необходимость составления металлогенических — минерагенических карт для быстрейшего выявления минеральных ресурсов особенно подчеркивали советские исследователи (в частности, С. Смирнов, Ю. Билибин, В. Серпухов, Е. Шаталов, В. Смирнов).

В 1959 г. в СССР было завершено составление первой обзорной металлогенической карты масштаба 1 : 5 000 000. Одновременно в отдельных, наиболее рудоносных областях были начаты исследования по составлению среднемасштабных карт, так, например, в Казахстане (К. Сатпаев, А. Семенов), Грузии (Г. Твалчрелидзе), Армении (И. Магакьян). Начиная с 1960 г. в СССР стали уделять большое внимание исследованию отдельных рудных районов. Специфическими особенностями минерагении рудных районов занимались в особенности Е. Радкевич, Е. Шаталов, А. Семенов и И. Томсон.

На развитие и совершенствование методики составления металлогенических — минерагенических карт и производных от них карт прогноза большое влияние оказали разработки П. Татаринова и др. [9], А. Орловой и Е. Шаталова [90], а также публикации, помещенные в сборнике «Металлогенические и прогнозные карты» (Алма-Ата, 1959).

3.7.2. Основы и масштабы

Для составления минерагенической карты необходимы следующие материалы:

геологические карты и разрезы,
палеогеографические и палеоклиматические карты,
тектонические карты и схемы,
карты магматических, осадочных и метаморфогенных формаций,
геофизические карты,
геохимические карты,
гидрогеологические, прежде всего палеогидрогеологические, карты,
карты полезных ископаемых и прочие графические материалы о проявлениях минерального сырья и следах горнопромышленной деятельности (схемы расположения старых рудников и др.).

Чем обстоятельнее и подробнее эти основные геологические карты, тем полнее и точнее может быть составлен комплект минерагенических карт соответствующих масштабов для исследуемой территории.

Наряду со сведением и анализом имеющихся геологических и иных основных материалов при составлении минерагенических карт проводятся специальные предшествующие полевые исследования. При этом приобретают значение специальные работы в области петрологии магматических пород, палеогеографии и палеогидрогеологии соответствующей территории, а также по отдельным типам месторождений и фазам минерализации. Виды и объем этих специальных направленных исследований зависят в каждом конкретном случае от полноты и детальности имеющихся геологических материалов, а также от личного опыта соответствующего специалиста и знакомства его с геологией и особенностями месторождений исследуемой области. Минерагенические прогнозы и выводы всегда должны опираться на конкретный и доброкачественный фактический материал, снабженный ссылками на источник и поддающийся проверке. Следует особо указать на нерешенные проблемы и вопросы.

В связи с этим представляет интерес замечание П. Лаффита и Ф. Перминжа [275] о том, что на минерагенических картах следует изображать не предполагаемый генетический тип месторождений, а только непосредственно наблюдаемые свойства (например, морфологию месторождений, соотношения с вмещающими породами и т. д). В областях с относительно низким уровнем геологической изученности минерагенические исследования следует проводить в несколько этапов.

Объем подробностей, изображаемых на минерагенической карте, зависит от ее масштаба.

Минерагенические карты подразделяются по масштабу в соответствии с масштабами геологических карт следующим образом:

обзорные карты (1 : 2 500 000 и мельче),
мелкомасштабные карты (1 : 1 000 000 до 1 : 500 000),
среднемасштабные карты (1 : 200 000 до 1 : 100 000),
крупномасштабные карты (1 : 50 000 и крупнее).

Обзорные карты изображают в упрощенном и наиболее обобщенном виде общую минерагеническую обстановку крупных областей Земли, целых континентов или их крупных частей (карты планетарных минерагенических поясов и провинций).

Мелкомасштабные карты составляются также для крупных территорий (геосинклинальных областей с их стадиями развития, отдельных частей геосинклиналей на континентах). Обычно они составляются на специальной тектонической основе, в значительной степени передающей геолого-тектоническую обстановку, структурно-формационную зональность, магматические циклы и типы минерализации. Главным методом исследования при составлении мелкомасштабных минерагенических карт служит региональный минерагенический анализ. Основанное на этом минерагеническое районирование допускает выявление как перспективных, так и неперспективных областей крупных размеров.

Средне- и крупномасштабные минерагенические карты составляются для территорий средних и малых размеров (минерагенических зон, рудных районов и узлов). Они составляются на основе результатов изучения минерагенической специализации, а также рудоконтролирующих факторов и индикаторов. Особое значение приобретает изображение литологических, литофациальных и тектонических особенностей, поскольку эти признаки нередко контролируют размещение минерализации. На среднемасштабных картах, в связи с их размерами и типом, преобладают региональные рудоконтролирующие факторы, на крупномасштабных — локальные факторы. Чем крупнее масштаб, тем детальнее изображаются признаки месторождений, зоны метасоматической переработки, ореолы рассеяния, геофизические аномалии. Средне- и крупномасштабные карты служат основой для выделения перспективных площадей вплоть до отдельных месторождений.

Знаки, цвета и символы, используемые при составлении минерагенических карт, зависят прежде всего от масштаба. Ряд принципиальных предложений в этом отношении содержится в вышеупомянутых работах П. Татаринова и др. [9], А. Орловой и Е. Шаталова [90], Е. Шаталова и др. [137].

4. Историческая минерагения (минерагенические эпохи)

Историческая минерагения — это раздел минерагении, в котором рассматриваются закономерности образования и размещения месторождений в процессе развития Земли. В связи с неравномерностью возникновения месторождений во времени в течение истории Земли выделяются минерагенические эпохи. Поскольку для образования месторождений имеют большое значение геотектонические этапы развития, то минерагенические эпохи выделяются в пределах этих этапов (докембрийский этап: архейская, ранне- и среднепротерозойская, раннерифейская и позднерифейская эпохи; фанерозойский этап: палеозойская и мезозойско-кайнозойская эпохи).

Минерагенической эволюцией занималось большое число исследователей, среди которых можно назвать А. Тугаринова [120], И. Магакьяна [82], Н. Шатского [138], В. Смирнова [6], Г. Твалчрелидзе [119, 410]. Собрано много фактов об образовании месторождений в разные геологические отрезки времени. Однако все эти данные не дают еще возможности представить окончательную картину развития рудообразования в течение истории Земли.

Понятие «металлогенические эпохи» было введено в науку впервые Л. де Лоне [280]. В. Линдгрен [284] металлогеническими или минерагеническими эпохами называл те отрезки времени, в пределах которых возникали благоприятные предпосылки для образования определенного полезного ископаемого. Обращаясь к исследованиям последних лет, можно вслед за Е. Шаталовым [135] дать следующее определение этому понятию:

Металлогеническая эпоха — отрезок геологического времени в развитии процессов эндогенного оруденения, отвечающий геотектоническому этапу (эпохе) развития. В пределах крупных геотектонических структурных элементов минерагенические эпохи различаются по специфичности развития минерализации.

В соответствии с минерагеническим методом анализа можно также провести различие между исследованием

минерагенических эпох в целом (т. е. развития процессов формирования месторождений в истории Земли),

минерагенических эпох образования отдельных видов полезного ископаемого (т. е. времени возникновения концентраций в земной коре определенного полезного ископаемого).

4.1. Геосферы и эпохи развития Земли

На рис. 4.1 показаны важнейшие этапы развития Земли и ее геосфер.

Согласно господствующему сейчас представлению о холодном происхождении Земли, в древнейшую эру (азойскую) происходило скопление и сжатие твердых холодных частиц материала и газообразной материи. Это привело к разогреву, расплавлению и зональной (первичной) дифференциации вещества с образованием первой твердой земной коры [307]. В ту *лунную эру* (соответствующую ситуации на поверхности Луны) еще очень лабильная кора постоянно нарушалась интенсивной вулканической деятельностью, происходило ее переплавление и изменение морфологии. В связи с раскристаллизацией материала и охлаждением его ниже 100°С наряду с твердой корой возникла и первая (пра)атмосфера, которая в основном состояла из газообразных продуктов вулканизма (CO_2, CH_4, NH_3, N_2, H_2O, а также примеси благородных газов, HF, HCl, H_2S и др.). В связи с конденсацией воды образовалась также первая гидросфера, обусловившая процессы выветривания, эрозии, транспортировки и отложения осадков. К этому времени появились гравитационное и магнитное поля, начали действовать термо- и геодинамические, а также радиоактивные процессы.

В *архейскую эру* (4—2,5 млрд. лет назад), которая рассматривается как первая геологическая эра, образовались древнейшие осадочные серии, подвергавшиеся метаморфизму и гранитизации, а также возникли первые платформенные структуры (древние щиты). Гранитизация (кварцево-щелочной метасоматоз) происходила преимущественно благодаря привносу в базальтическую первичную кору SiO_2, Na, Mg и Fe в результате дегазации мантии [61]. Этот привнос контролировался зонами глубинных разрывных нарушений. В результате формировались метасоматические гранитные породы. В отличие от литосферы существовавшая тогда гидросфера очень существенно отличалась от нынешней. Ее состав, несомненно, определялся газообразными и жидкими продуктами вулканов (H_2O, HCl, CO_2, H_2S, HF, B_2H_6, CH_4 и другие углеводороды). К концу архея началось превращение «хлоридных вод» в «хлорид-карбонатные» (благодаря увеличивающемуся привносу в море карбонатов с суши и нейтрализации кислот). Это привело к отложению хемогенных карбонатных осадков. Атмосфера состояла преимущественно из CO_2 с небольшой примесью свободного кислорода в верхних слоях. Во второй половине архея начались, по-видимому, процессы фотосинтеза. Выделение первой растительностью кислорода привело к увеличению содержания O_2 в атмосфере с 0,5 до 1 об. %.

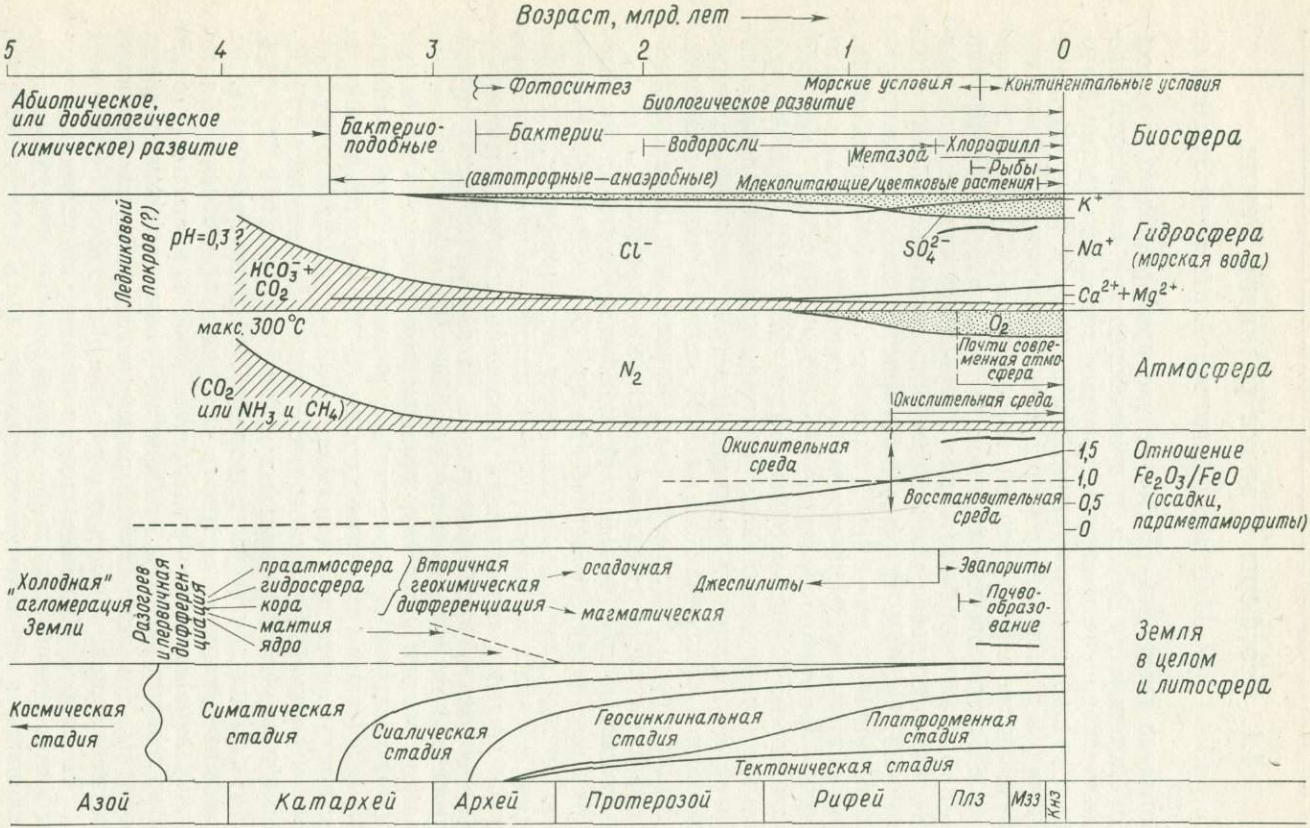


Рис. 4.1. Важнейшие этапы развития Земли и ее геосфер (составлено по данным различных авторов, см. [344]).

Плз — палеозой, Мзз — мезозой, Кнз — кайнозой.

К концу архея возникают первые крупные геосинклинальные системы.

В *протерозойскую эру* (2,5—1,6 млрд. лет назад) не происходит существенного изменения атмосферы и гидросферы. Большую роль играют граниты и гнейсы наряду с увеличивающимися

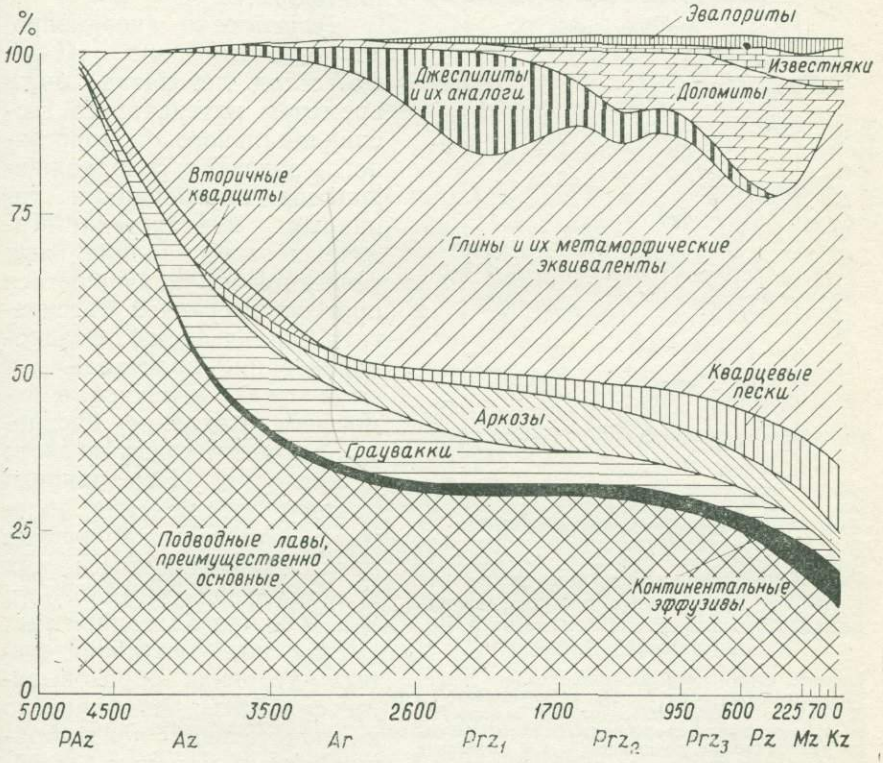


Рис. 4.2. Развитие осадочных пород в ходе истории Земли (по А. Ронову [97]).

в объеме осадочными породами. Значение вулканогенных образований, напротив, уменьшается (рис. 4.2). Изменение в составе осадков частично отражает изменение в составе продуктов выветривания, сносимых в море с эродируемых областей континентов (рис. 4.3). Поскольку Na относительно долго удерживается растворенным в морской воде, то его содержание постепенно растет и затем становится примерно постоянным благодаря уменьшению концентрации элемента в привносимом материале. Поступление K существенно зависит от развития глинистых минералов. Следует принять, что во время денудации богатых калием материнских пород (кислых пород) образо-

вывались и глинистые минералы, в связи с чем содержание K в океанах также повышалось. Тектоническое строение Земли характеризуется первыми типичными геосинклинальными (орогенными) образованиями. Вместе с протоплатформами они образуют складчатый кристаллический фундамент дорифейских платформ.

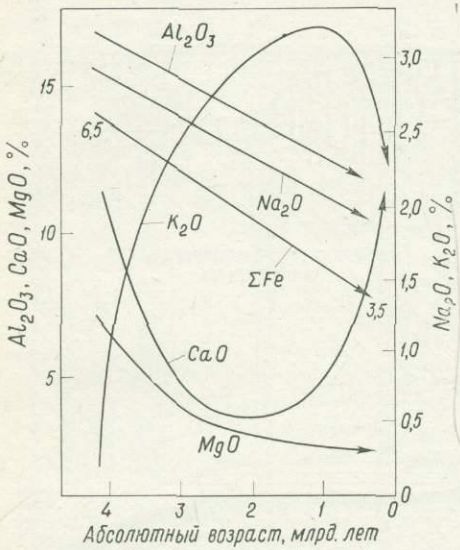


Рис. 4.3. Изменения в химическом составе континентальных областей выветривания в ходе истории Земли (по А. Ронову [339]).

Прямые стрелы отражают тенденцию возрастающего обеднения Al, Na и Fe; количество K *сначала возрастает, достигает максимума* в нижнем протерозое и затем вплоть до современной эпохи уменьшается; Ca проявляет противоположную тенденцию.

Рифейская (позднепротерозойская) *эра* (1,6—0,57 млрд. лет назад) была временем интенсивного геосинклинального (орогенного) развития, сопровождавшегося образованием типичных вулканогенно-осадочных эвгеосинклинальных формаций и закончившегося орогенной стадией (ассинтская складчатость). Осадкообразование происходило в иной среде. Углекислая атмосфера медленно превращалась в атмосферу из азота и кислорода. Это привело к тому, что морские доломиты отлагаться уже не могли. Выделяющиеся при вулканической деятельности S и H_2S при благоприятных окислительно-восстановительных условиях образовывали сульфаты, что привело к значительной концентрации серы в морских бассейнах. В течение рифейского этапа первичные хлоридно-карбонатные воды постепенно преобразовывались в хлоридно-карбонатно-сульфатные (рис. 4.1). Изменившийся состав морской воды, наличие CO_2 и увеличившееся содержание O_2 в атмосфере стимулировали развитие биологической жизни (сине-зеленые водоросли, строматолиты, примитивные кораллы, первые наземные растения). Важнейшей предпосылкой для перехода жизни на сушу явилось образование озонного слоя в атмосфере, который в значительной мере поглощал ультрафиолетовое излучение Солнца. До этого жизнь могла развиваться только в воде и то лишь на глубине не менее 10 м [282]. С другой стороны, установившийся в стратосфере температурный минимум препятствовал утечке земной воды в космос,

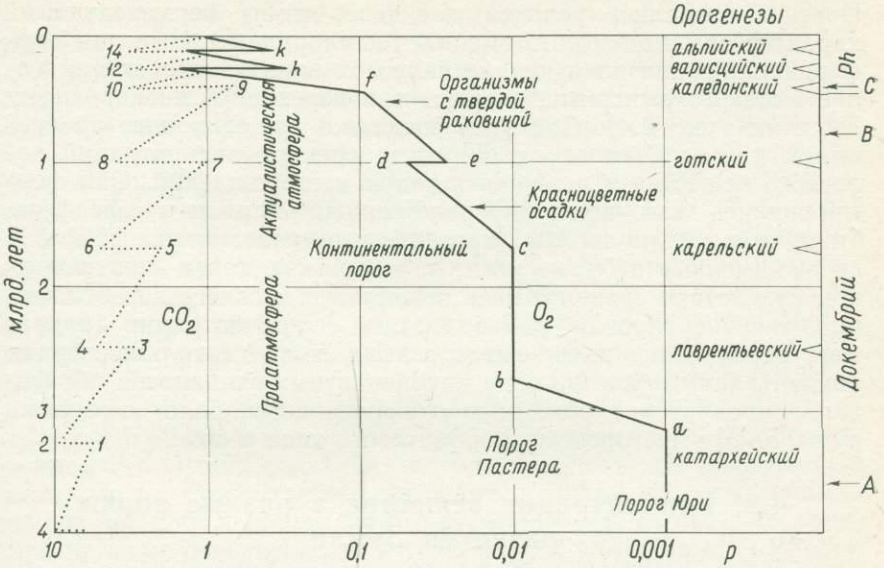


Рис. 4.4. Изменение O_2 и CO_2 в атмосфере в ходе истории Земли (по Руттену, см. [358]).

Современное значение парциального давления принято за единицу. *Кривая* O_2: отрезок *a—b* соответствует началу органического фотосинтеза. Потребление O_2 частично аэробными микроорганизмами препятствует при известных условиях дальнейшему подъему давления O_2 (*b—c*). Отрезок *c—d*, возможно, соответствует образованию красноцветных осадков. Так как орогенические движения поднимали к земной поверхности большие массы окисляющегося субстрата, то могло наступать временное снижение давления (*d—e*, *g—h*, *i—k*). *Кривая* CO_2: в периоды вулканической деятельности (1—2, 3—4, 5—6 и т. д.) происходило, вероятно, временное поднятие давления CO_2, которое в целом падало. *A* — древнейшие сиалические породы; *B* — находки высокоорганизованных многоклеточных животных; *C* — первые наземные растения.

так как образующиеся вверху кристаллы льда благодаря воздействию гравитационного поля падали обратно на Землю [318].

В условиях интенсивного развития геосинклинальных (орогенных) процессов еще более расширившаяся в среднем протерозое океаническая кора преобразовывалась в континентальную.

В *фанерозойскую эру* (началась 570 млн. лет назад) закончили свое развитие некоторые возникшие в рифее геосинклинальные системы (в ордовике или силуре, например, каледониды). Наряду с этим возникли и начали развиваться новые геосинклинальные (орогенные) системы (варисциды, альпиниды), которые частично остаются активными и в настоящее время. В дальнейшем развились новые структурообразования (перемещение материков начиная с мезозоя, современные рифтовые зоны, молодые глыбовые поднятия, новая тектоника грабенов и горстов и др.). С окончательным превращением восстановительной атмосферы в окислительную после перехода порога

Пастера создались условия для того, чтобы ферментативный характер обмена веществ сменился кислородным. Быстрая дифференциация жизни в начале палеозоя явилась следствием более высокого выигрыша энергии при переходе к кислородному дыханию (рис. 4.4). При этом создались существенные предпосылки для возникновения широкого спектра концентраций полезного вещества и различных типов месторождений. Они формировались как под непосредственным влиянием биосферы (например, радиоляриты, органогенные известняки, фосфаты, сера, каменные и бурые угли, нефть и газ), так и при косвенном содействии органического вещества в процессе переотложения, транспортировки, ремобилизации и концентрации (например, образование коры выветривания, континентально-озерная концентрация вещества типа красноцветных отложений, образование продуктов в рамках круговорота серы, болотно-озерные руды, Fe-Mn-месторождения оолитового типа и др.).

4.2. Концентрация вещества в разные эпохи развития Земли

На рис. 4.5 показана схема формирования осадочных пород и месторождений полезных ископаемых.

4.2.1. Миграция и фиксация вещества по эпохам

Закономерности развития геосфер обусловили то, что за время с архея до кайнозоя образовывались разнообразные типы месторождений. Тем не менее отдельные типы, по-видимому, все же не зависели от времени (например, пегматиты и интрамагматические месторождения).

В *азойскую* (лунную) эру господствовал вулканогенно-осадочный литогенез. Атмосфера была углекислой, а гидросфера — типично кислой. При этих условиях совершенно не могли образовываться карбонаты, сульфаты отлагались лишь в крайне ограниченном количестве и шло интенсивное осаждение кремнезема, а также частичное хлоридов, фторидов и сульфидов металлов.

Для *катархея* типичными были прежде всего катакластические серии, такие, как зеленокаменные и Fe-содержащие кремнистые сланцы (Fe-итабириты). В *среднем архее* возникли первые платформы и геосинклинальные области. Гидросфера в значительной степени нейтрализовалась, и в связи с этим началось все более увеличивающееся в объеме образование карбонатных (доломитовых), а также первых в истории Земли органогенных осадков. Характерные для катархея зеленокаменные и железисто-кремнистые фации заметно утратили свое значение.

В *протерозойско-рифейскую эру* земная кора была расчленена на платформы (древние щиты) и геосинклинальные (орогенные) области. Господствовавший прежде вулканогенно-осадочный литогенез сменился экзогенным (рис. 4.2). В качестве примера типичной для того времени осадочной фации могла бы быть названа криворожская серия (20% Fe-содержащих осадков, 40% глин, 30% песков и 10% карбонатов; при этом в основании — эффузивные зеленокаменные породы) [121]. Величины pH и Eh гидросферы и парциальное давление O_2 и H_2 в атмосфере приобретают средние значения, что вызывает снижение подвижности Fe, Mn, Al и других элементов (рис. 4.3). В связи с этим заметно возрастает роль взвесей, сносимых с континентов, по сравнению с растворами. Осаждение и накопление осадков происходят теперь не во внутренних, а в прибрежных частях морей и океанов. Во время интенсивной магматической деятельности (ранний и средний протерозой, ранний рифей), когда, за исключением небольших архейских ядер, целые области современных континентов были ареной активного вулканизма, происходила обширная концентрация Fe-Mn-итабиритов и Fe-Mn-джеспилитов, а также формировались руды Cr, Pt, Ni-Fe-Cu и Ti-Fe (например, на Канадском щите — серии Гурон и Садбери, на Балтийском и Украинском щитах — криворожская, карельская и кольская серии, на Бразильском щите — серия Минас-Жерайс, на Южно-Африканском щите — преторианский и бушвелдский комплексы, на Австралийском щите — серия Калгурли).

С вулканизмом было связано интенсивное выделение в атмосферу CO_2, что в свою очередь способствовало дальнейшему развитию карбонатных отложений. Прекращение образования железистых кварцитов к концу докембрия следует рассматривать в связи с начавшимся изменением атмосферы и гидросферы, а также с развитием биосферы. Из-за уменьшения концентрации CO_2 в атмосфере прекратилось также формирование первичных доломитов [96]. Усиленное развитие биосферы явилось причиной скачкообразного увеличения содержания в осадках органогенных углерода и фосфора, так же как и образования мощных кор выветривания при участии возрастающих количеств кислорода. В результате вовлечения в магматические преобразования и палингенез осадочных серий, обогащенных различными элементами, начинается формирование соответствующих эндогенных месторождений (например, Fe, Cu, Au, U, Pb-Zn, возможно, также W, Sn и др.). Между многими провинциями эндогенных месторождений и образовавшимися ранее геохимически специализированными провинциями осадочных пород часто существует тесная взаимосвязь.

Характерным признаком минерагении докембрия является небольшое распространение постмагматических месторождений.

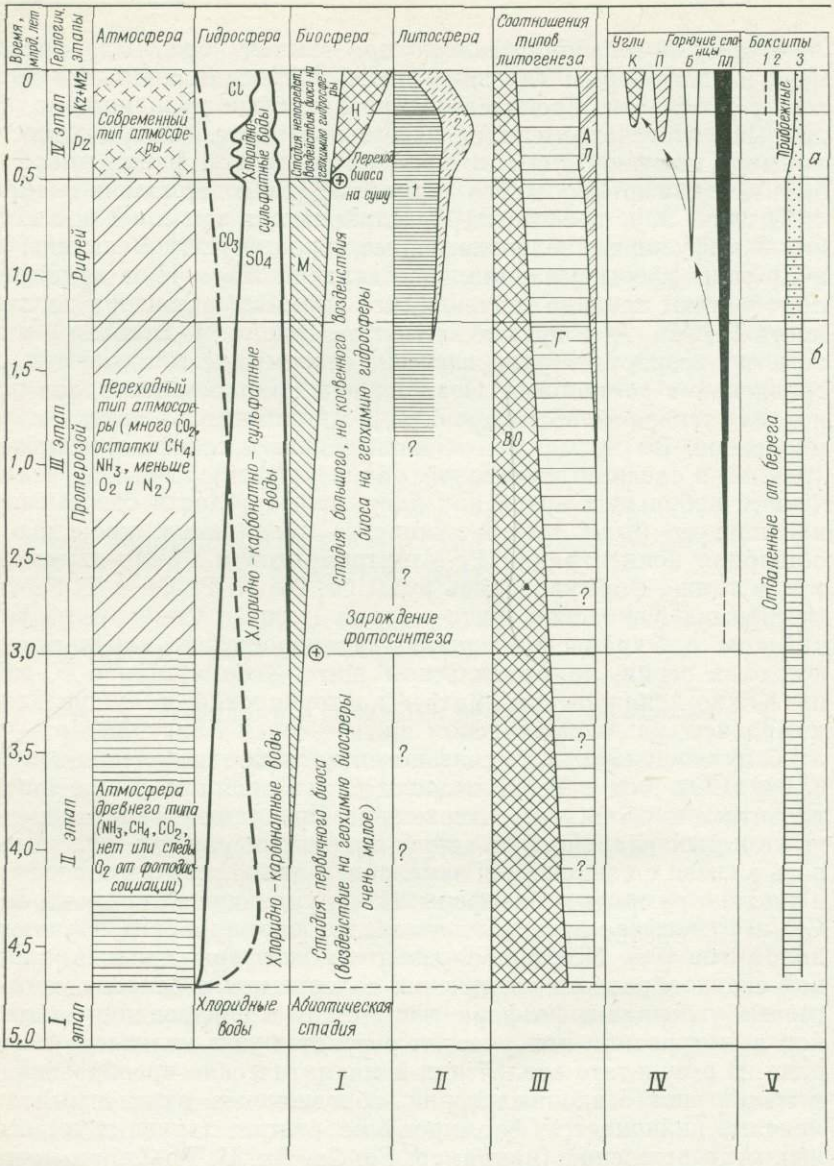
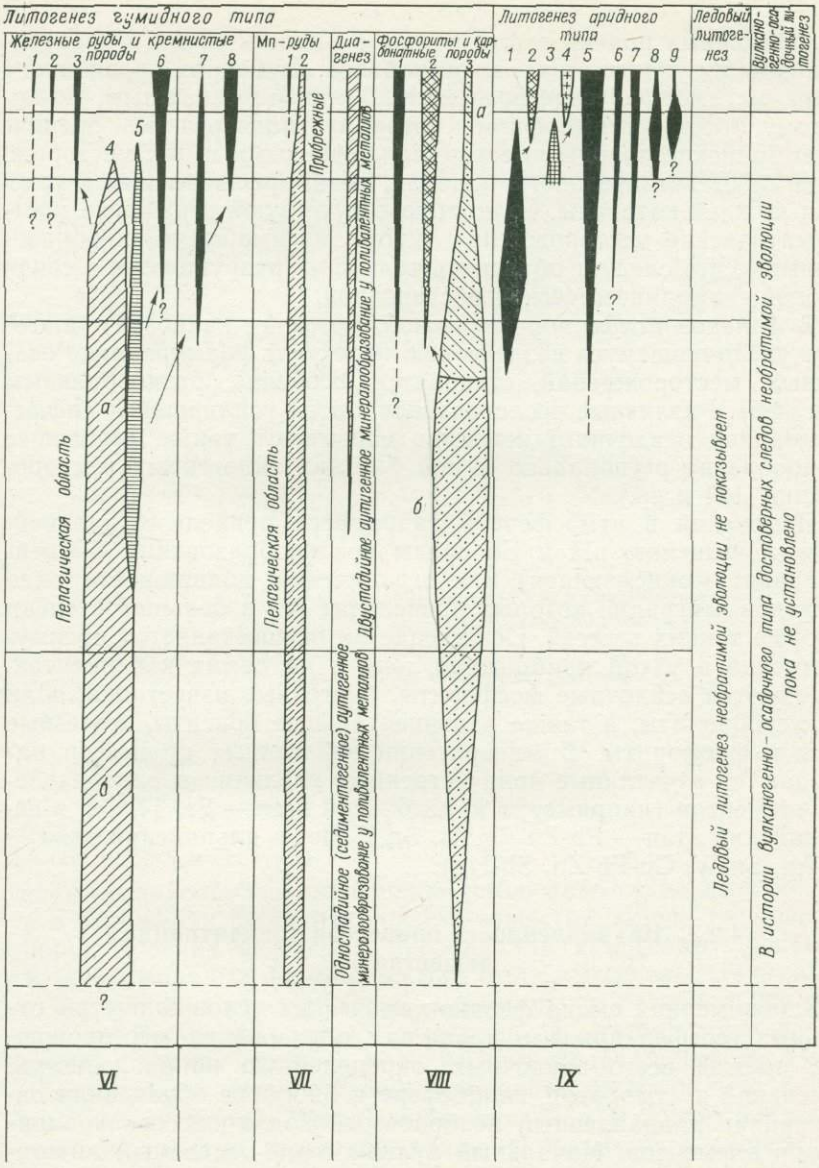


Рис. 4.5. Схема развития осадочных пород и месторождений в зависимости

I. *М* — биомасса морских организмов, *Н* — биомасса наземных организмов. *II*. *1* — платформа осадочный литогенез, *Г* — гумидный литогенез, *А*, *Л* — аридный и ледовый литогенез. ские угли, *К* — внутриконтинентальные угли. *V*. *1* — кора выветривания, *2* — озерные и глиноземный горизонт элювия), *б*) хемогенные. *VI*. *1* — кора выветривания, *2* — озерные *б*) только с Fe^{2+}, *5* — вулканогенно-осадочные руды, *6* — глауконит, *7* — хемогенные кремни *VIII*. *1* — фосфориты, главным образом желваковые, *2* — известняки органогенные, *3* — кар хемогенные доломитизированные породы в морях, *2* — седиментационно-диагенетические факультативная стадия, *5* — фосфориты, *6* — руда



от эволюции геосфер в ходе истории Земли (по Н. Страхову, см. [6]).

южного полушария (Гондвана), *2* — платформы северного полушария. *III. ВО* — вулканогенно- *IV. ПЛ* — планктогенные горючие сланцы, *Б* — бентогенные горючие сланцы, *П* — параличе- карстовые образования, *3* — морские бокситы: *а*) с обломочной текстурой (переотложенный образования, *3* — оолитовые гидрогетит-шамозитовые руды, *4* — джеспилиты: *а*) с Fe^{2+} и Fe^{3+}, стые породы, *8* — биогенные кремнистые породы. *VII. 1* — коры выветривания, *2* — морские. бонатные породы: *а*) известняки хемогенные, *б*) доломиты хемогенные. *IX. 1* — первичные морские доломиты, *3* — лагунная доломитизация как обязательная стадия, *4* — то же как Cu, Pb, Zn и урана, *7* — гипсы, *8* — NaCl, *9* — K-Mg-соли.

Из возможных причин этого (малая мощность сиаля в древнейшие эпохи, уничтожение в результате глубокого эрозионного среза, метаморфическое воздействие) наиболее важным, по-видимому, был метаморфизм, которому подвергались древние докембрийские породы вместе с заключенными в них месторождениями. Действительно, в породах, метаморфизованных в условиях нижней катазоны, полностью отсутствуют первичные постмагматические месторождения (кроме метаморфически образованных!), что следует объяснять только их разрушением в связи с новой термодинамической обстановкой.

В *фанерозойскую эру* (палеозой, мезозой—кайнозой) благодаря увеличившемуся воздействию биосферы формирование осадочных месторождений становится особенно разнообразным (рис. 4.5). Различные исследователи с этой усилившейся дифференциацией осадочного вещества связывают также возросшее разнообразие регионально к ней близких эндогенных месторождений [121 и др.].

Изменения в атмосфере и гидросфере привели к дальнейшему повышению pH и Eh среды осадкообразования (→ нейтральная; → окисляющая) и к ограничению подвижности ряда металлов, миграция которых происходит все в большей степени в форме тонких взвесей. Осаждение их осуществляется преимущественно в узкой прибрежной зоне и на самих континентах. Образуются осадочные фосфориты, биогенные известняки, соли и каустобиолиты, а также континентальные бокситы, железные руды и фосфориты. В минерагении эндогенных процессов наблюдаются отчетливые количественные различия в распределении элементов (например, в каледонский этап — Fe, Ti, Cu; в варисцийский этап — Pb-Zn-Ag, U, Sn-W-Be; в альпийский этап — Au-Ag, Sn-W, Cu-Pb-Zn, Sb-Hg).

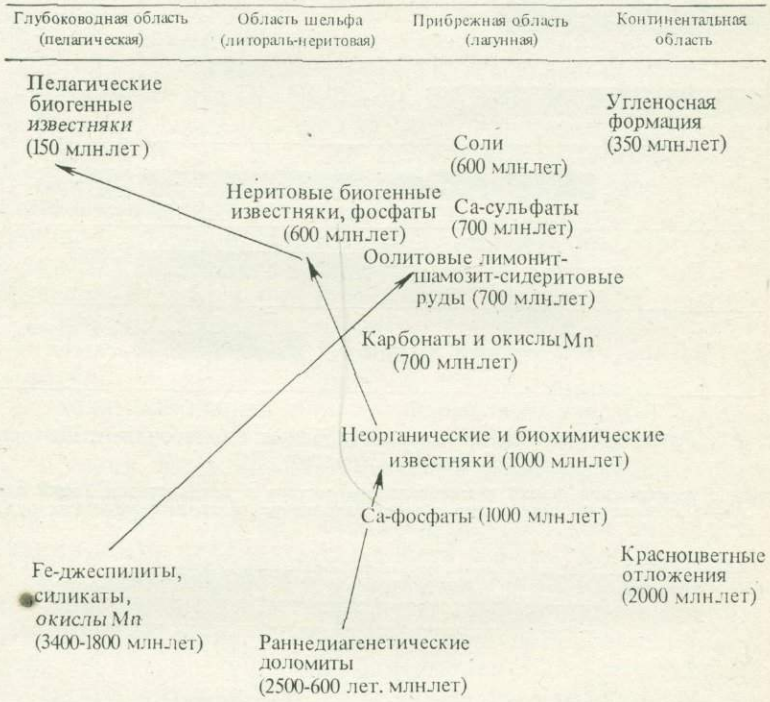
4.2.2. Направленность процессов концентрации вещества

Закономерная смена физико-химических условий внутри отдельных геосфер придала процессам образования месторождений, прежде всего осадочных, определенную направленность. Изменения в атмосфере, гидросфере и биосфере обусловили односторонне направленный необратимый ход процессов концентрации элементов. Начальный вулканогенно-осадочный литогенез постепенно становится экзогенным. Бескарбонатное, хемогенное кремнеземное осадкообразование сменяется доломитовым осадконакоплением и в конце концов осаждением известняков, сульфатов, галогенидов и каустобиолитов. При этом существенное влияние оказывала геотектоническая (геоморфологическая) обстановка (табл. 4.1). В связи с направленным развитием

Таблица 4.1

Развитие во времени некоторых осадочных хемогенных формаций в зависимости от места их образования [418]

(в скобках указано время с начала развития формаций)



среды осадкообразования можно наблюдать такие же изменения и в отношении форм накопления вещества. Среди карбонатных пород древних формаций преобладали хемогенные доломиты. В более молодых формациях они были вытеснены хемогенными и биогенными известняками. Значительное региональное накопление Fe-Mn-кварцитов (джеспилитов, итабиритов) во внутренних частях древних морских бассейнов сменилось позднее образованием месторождений карбонатно-окисных руд в краевых частях морей. Места отложения Al и P также постепенно *приближались к береговой линии*. С *палеозоя месторождения* Fe, Al и P образовывались уже преимущественно на континентах (рис. 4.6). Каустобиолиты в докембрии известны только в виде шунгитов и горючих сланцев. Развитие угольных формаций и месторождений углеводородов несомненно происходило лишь в фанерозойское время. Месторождения солей также впервые появились в палеозое.

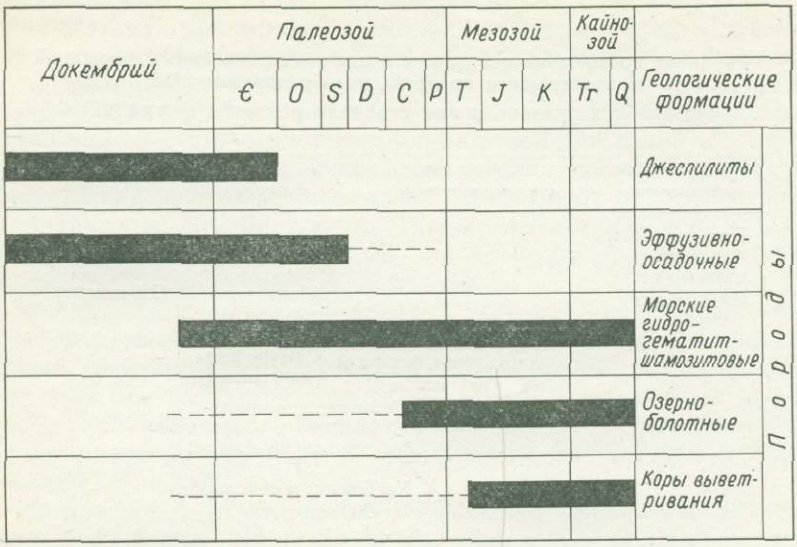


Рис. 4.6. Развитие фациальных типов осадочных железорудных месторождений (по Н. Страхову [7]).

Наряду с изменениями фаций и минерального состава в ходе истории Земли одновременно происходит уменьшение объема накопления осадочных железных руд.

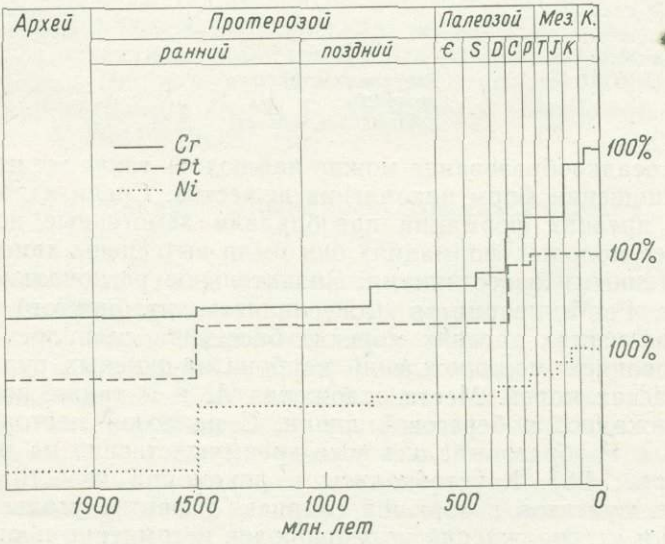


Рис. 4.7. Изменение концентраций «мантийных металлов» Cr, Pt и Ni в ходе истории Земли (по В. Петрашеку [325]).

Проявления в ходе истории Земли процессов накопления важнейших металлов, ведущих к образованию месторождений, были сопоставлены В. Петрашеком [325] (рис. 4.7—4.10). При этом показанные на диаграммах величины, которые были выведены из общего количества конкретного металла в месторождениях отдельных геологических эпох (добытого к настоящему времени плюс запасы, оставшиеся в недрах), даны в соответствии с картой месторождений мира П. Лаффита и Рувейроля. Из диаграмм ясно, что Cr, Ni, Ti, Pt, Au и U принадлежат к металлам древних (докембрийских) месторождений, в то время как Cu, Pb, Zn, W, Sn, Sb и Hg встречаются преимущественно в месторождениях послепротерозойского времени. Несмотря на известные объективные и субъективные недостатки подобных представлений, принципиальный ход кривых на диаграммах можно рассматривать как довольно близкое приближение к истине. По поводу поведения отдельных элементов в процессе развития Земли нужно еще добавить следующее.

Cr, Pt, Ni и **Ti** в качестве типичных интрамагматических образований ультраосновной—основной формаций связаны с громадными докембрийскими лополитовыми интрузиями, которые широко распространены на всех древних щитах (например, карелиды и серия Кольского полуострова на Балтийском щите, Садбери на Канадском щите, бушвелдский комплекс на Южно-Африканском щите, Великая дайка на Родезийском щите). Эти образования могут проявляться также и в более молодые эпохи при соответствующих геотектонических и геомагматических условиях (инициальный магматизм в эвгеосинклиналях, платформенный магматизм в синеклизах), при этом они очень сходны по составу и структуре с образованиями докембрийского возраста. Увеличение концентраций Ni, Ti, а также Pt в раннем протерозое, вероятно, следует объяснять проявлением первого интенсивного платформенного магматизма.

Au и **U** обнаружены в наиболее высоких концентрациях в раннепротерозойских конгломерат-кварцитовых сериях, которые можно встретить на всех древних щитах (серия Витватерсранд в Южной Африке, Сьерра-де-Якобина в Бразилии, Блайнд-Ривер в Канаде, Рам-Джангл в Австралии). Их первичный генезис еще не установлен. Наиболее вероятно, что они имеют первично-осадочное происхождение и подверглись преобразованию в результате последующего метаморфизма. Другие концентрации урана связаны с гранитизированными терригенными (Гуннар в Атабаске) или скарнированными известково-силикатными осадочными сериями среднего протерозоя (Мэри-Кэтлин в Австралии, Большое Медвежье озеро в Канаде). В данном случае лишь находящиеся внутри этих формаций U-содержащие жилы рассматриваются как отчасти образовавшиеся в процессе

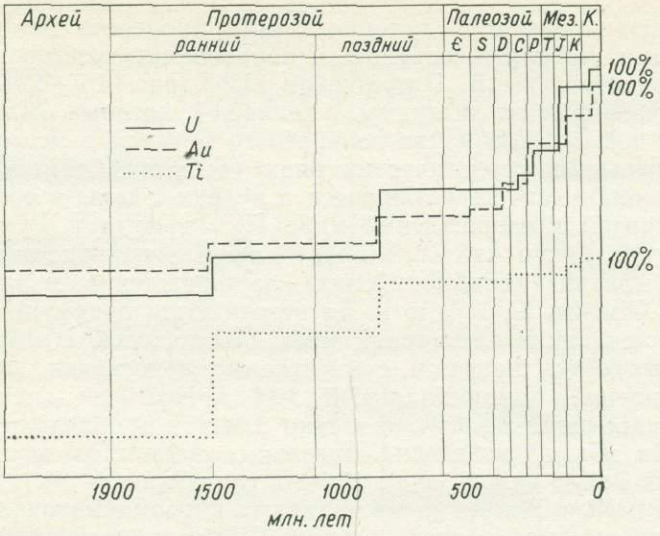


Рис. 4.8. Изменение концентраций «металлов древней земной коры» U, Au и Ti в ходе истории Земли (по В. Петрашеку [325]).

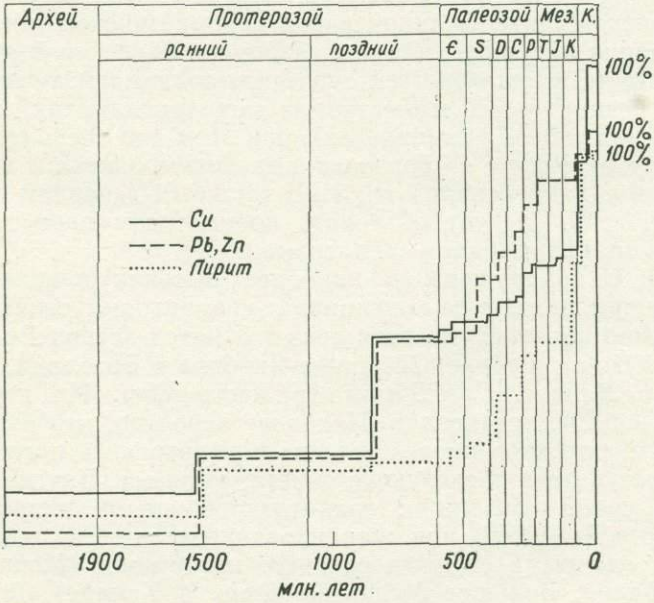


Рис. 4.9. Изменение концентраций цветных металлов Cu, Pb и Zn, а также пирита в ходе истории Земли (по В. Петрашеку [325]).

метаморфической мобилизации (Гуннар, Мэри-Кэтлин, Большое Медвежье озеро). Известны также и иные типы месторождений урана, которые находятся в аналогичных по возрасту районах. Первично-осадочные U-месторождения лучше всего представлены в позднепротерозойской катангской серии (типа красноцветных отложений). Здесь в районе Шинколобве U-жилы, залегающие в этой же серии, трактуются как метаморфогенные. Богатые концентрации урана образуются в фанерозойских красноцветных отложениях (тип Колорадо).

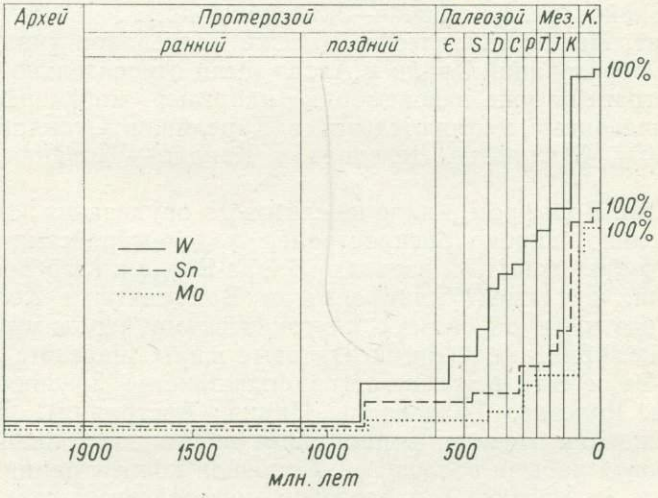


Рис. 4.10. Изменение концентраций металлов W, Sn и Mo в ходе истории Земли (по В. Петрашеку [325]).

Au, давая скопления в конгломератах, присутствует также и в породах зеленокаменной серии преимущественно в тонкодисперсном виде (от архея до позднего протерозоя). Благодаря метаморфизму оно там претерпевало переотложение и концентрацию (частично в кварцевых линзах и жилах). Золотосодержащие кварцевые жилы широко распространены на всех древних щитах («древняя» Au-формация). В фанерозое Au преимущественно концентрируется в россыпях, а также в мезозойских и кайнозойских субсеквентных месторождениях («молодая» полиметаллическая Au-формация).

Cu в докембрии накапливалась прежде всего в основных интрузиях и в протерозойских красноцветных формациях (тип Катанга—Замбия, Удокан). К важнейшим концентрациям меди более молодых эпох относятся осадочные образования типа красноцветных и медистых сланцев, а также месторождения

«порфировых медных руд», являющихся самыми юными (мезозойско-кайнозойскими).

Pb и **Zn** в раннем докембрии относительно мало распространены; в более значительных концентрациях они встречаются впервые в позднем протерозое в виде стратиформных, в большинстве случаев метаморфизованных образований типа Брокен-Хилл и Маунт-Айза (частично с Cu и Ag) в Австралии. Значение этих стратиформных субмаринных гидротермальных типов месторождений значительно возрастает в палеозое и мезозое (тип Раммельсберг—Мегген, месторождений Верхней Силезии, Блейберга, Миссисипи—Миссури и др.).

Пирит. Полиметаллические залежи колчеданов типа палеозойских образований Урала и Алтая были относительно широко распространены уже в докембрии (например, метаморфизованные колчеданные месторождения в Карелии, в Скандинавии — Оутукумпу, Скеллефте, Лексдаль, в Канаде — Норанда, Флин-Флон).

W и **Sn.** Вольфрам в виде шеелитового оруденения (тактита) относительно широко распространен в докембрийских известково-амфиболитовых горизонтах (Барра-Верде в Юго-Восточной Бразилии, фундамент платформы в Вайоминге и Колорадо) иногда без видимой связи с плутоническими породами. Кроме того, докембрийские кварц-шеелитовые жилы (иногда с Au, Mo, Cu, Nb-Ta и Sn) встречаются в большинстве древних щитов (Канада, Родезия, Трансвааль, Индия, Австралия). Все эти месторождения, однако, в настоящее время дают лишь около 1% мировой добычи вольфрама. Основная концентрация W, так же как и Sn, связана с палеозойско-мезозойскими гранитными интрузиями. Докембрийское олово может быть также тонко рассеянным в породах древних амфиболит-известковых серий (например, в «фельзитовом горизонте» Фрейберга, в престницкой серии Рудных гор). Позднепротерозойские оловоносные пегматиты, грейзены и жилы известны в контактовых зонах древних гранитов (Заир, территория Рондония в Бразилии, Австралия).

В отношении морфологии и парагенезиса оловорудных месторождений была установлена некоторая направленность в их развитии [65, 351]. Так, протерозойские месторождения олова морфологически и минералогически в большинстве случаев довольно просты; это в основном пегматиты, грейзеновые тела и кварцевые жилы (Центральноафриканский, Нигерийский, Западно-Африканский, Восточно-Бразильский, Рондония-Гайанский и Западно-Австралийский пояса, зона Блэк-Хилс).

Палеозойские оловянные месторождения представлены преимущественно залежами метасоматического типа, тогда как кварцевые жилы, а также пегматиты имеют лишь подчиненное значение (Западно-Европейский пояс, Иберийская зона, Марок-

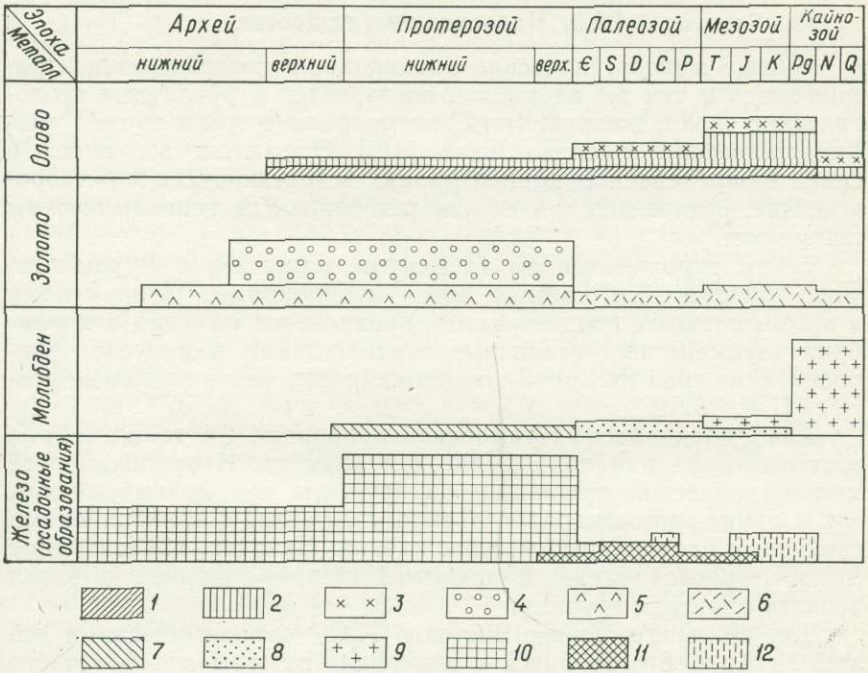


Рис. 4.11. Изменение интенсивности и характера проявления типов месторождений некоторых важных металлических полезных ископаемых в ходе истории Земли (по Д. Горжевскому и В. Козеренко [50]).

1 — Sn-пегматитовый тип; *2* — касситерит-кварцевый тип; *3* — сульфидно-оловянный тип; *4* — золоторудный конгломерат; *5* — «древняя золото-кварцевая формация»; *6* — «молодая полиметаллическая золоторудная формация»; *7* — молибденитовожильный тип; *8* — грейзеновый и скарновый типы (W, Mo); *9* — Mo-Cu-импрегнационный тип (Клаймакс, порфиры); *10* — железо-кварцевый тип (джеспилиты, итабириты); *11* — вулканогенно-осадочные железорудные месторождения (ландильский тип); *12* — осадочные платформенные месторождения (тип Минетте).

канская зона, Аппалачский, Забайкальский и Восточно-Австралийский пояса).

К мезозойскому и кайнозойскому типу принадлежат полиметаллические, богатые сульфидами, оловянные месторождения; метасоматические и пегматитовые тела не представляют никакого практического интереса. Минерализация в парагенетическом отношении исключительно сложна, непросты и образованные ею структуры (тихоокеанский тектогенез — Малайский пояс, Южно-Китайская провинция, Приморский пояс; раннеальпийский тектогенез — Андский пояс, пояс Скалистых гор, Японская зона).

Развитие во времени абсолютных концентраций отдельных металлов с учетом происходящих одновременно изменений генетических типов месторождений показано на рис. 4.11.

4.2.3. Наследование вещества

Многие минерагенические провинции, в которых концентрация одних и тех же элементов повторяется в различные геологические эпохи, должны быть рассмотрены с точки зрения «минерагенического наследования» [349]. Элементы, все снова и снова в определенных концентрациях встречающиеся в месторождениях, становятся тем самым региональным типохимическим признаком.

Таким типохимическим элементом, например в Рудных горах, является Sn, которое здесь неоднократно и временами в промышленных концентрациях проявляется начиная с докембрия (вулканогенно-осадочные серии), далее, в палеозое (варисцийские граниты) и вплоть до кайнозоя (аллювиальные россыпи [154, 162]).

Для Забайкальско-Приморской провинции Sn также можно рассматривать как типохимический элемент. В пределах этой минерагенической провинции обнаружены как докембрийские, так и ранне- и позднепалеозойские, связанные с варисцийскими гранитами оловорудные месторождения. Наконец, концентрации Sn встречаются также в киммерийскую и альпийскую эпохи (сихотэ-алинская группа).

Для Дальнего Северо-Востока СССР типохимическими являются Au и Sn [6]. Здесь в интервале от юры до третичного времени выделяется шесть последовательных периодов возникновения гидротермальных золотых месторождений и два периода формирования месторождений олова.

На Урале наряду с другими элементами особое типохимическое значение имеет Fe. Концентрации железа характерны здесь почти для всех эпох рудообразования: в докембрии и нижнем палеозое — месторождения Fe-Ti (Кусинское и др.), в варисцийское время — Cr-Fe (Сарановское, Донское), Ti-Fe (Качканар) и Fe (магнитогорский тип, Кустанай), с докембрия до палеогена — осадочные концентрации Fe.

Для Кавказа типохимическими можно считать Cu, Mo, и Pb-Zn. При этом месторождения Cu и Mo известны здесь в каледонскую, варисцийскую, киммерийскую и альпийскую эпохи.

Другими примерами «полиминерагенических» провинций являются:

Pb-Zn-провинция Картахена, Испания: палеозойская и мезозойско-кайнозойская минерализация в виде шести последовательно сформировавшихся групп месторождений, образующих «наследственный ряд»;

W-Mo-провинция в Колорадском краевом поясе, США: докембрийские гнейсы с шеелитом и повеллитом, а также третичные гранит-порфиры с месторождениями W и Mo (например, Боулдер, Клаймакс и др.) [411];

Cu-Mo-провинция Казахстана, СССР: каледонские (например, Бощекуль) и варисцийские (коунрадский тип) месторождения;

Sn-W-провинция в восточном Заире и в Руанде—Уганде;

Sn-провинция в Нигерии (докембрийские Sn-пегматиты, мезозойские Sn-граниты), в Западной Бразилии — Боливии (докембрийские месторождения Рондония и Ипамери, Гояс, палеозойские и мезозойско-кайнозойские Sn-месторождения Боливии).

Эти минерагенические провинции сформировались, по П. Рутье [349], в результате широкого интракрустального наследования и регенерации внутри определенной части коры, включая подстилающую верхнюю мантию. Объяснить закономерные взаимосвязи в пределах таких геохимических провинций — вот одна из первостепенных задач историко-минерагенического анализа. Знание подобных взаимосвязей имеет исключительно *большое значение для прогнозирования наличия месторождений*, их последующих поисков и разведки. В этом случае при обнаружении некоторой концентрации элемента в определенной области земной коры можно считать перспективными поиски в пределах этой же области новых скоплений подобного элемента, принадлежащих к другим геологическим эпохам.

4.3. Минерагенические эпохи Земли

Минерагенические исследования и работы по определению геологического возраста месторождений на всех континентах Земли позволяют выделить семь главных минерагенических *эпох, из которых пять принадлежат к докембрию* (*архейская*, ранне- и среднепротерозойская, ранне- и позднерифейская) и две — к фанерозою (палеозойская и мезозойская) (рис. 4.12). Естественно, каждая из этих эпох имеет свои характерные особенности формирования структур, магматизма, осадконакопления, метаморфизма и образования месторождений. Почти во всех минерагенических эпохах имелись месторождения геосинклинального (орогенного) и платформенного типа [410].

К первому типу в большинстве случаев относятся вулканогенно-осадочные и интрамагматические месторождения (Fe-Mn, Cr-Pt, Ni-Cu, Ti), а также Au-содержащие пегматиты и месторождения Sn и W, которые при последующем метаморфизме *обычно сильно изменяются и уже рассматриваются как метаморфизованные* или в некоторых случаях как метаморфогенные образования. К группе платформенных месторождений относятся Au-U-конгломераты, месторождения медистых песчаников и сланцев, Pb-Zn-месторождения в карбонатных породах, а также карбонатитовые, апатитовые, нефелиновые, редкометальные и кимберлитовые месторождения. Все они обнаруживают в соответствии со своим геотектоническим положением низкую степень метаморфизма даже в случае их очень древнего возраста.

а. Архейская минерагеническая эпоха. Древнейшими породами являются гранито-гнейсы (возраст более 4 млрд. лет),

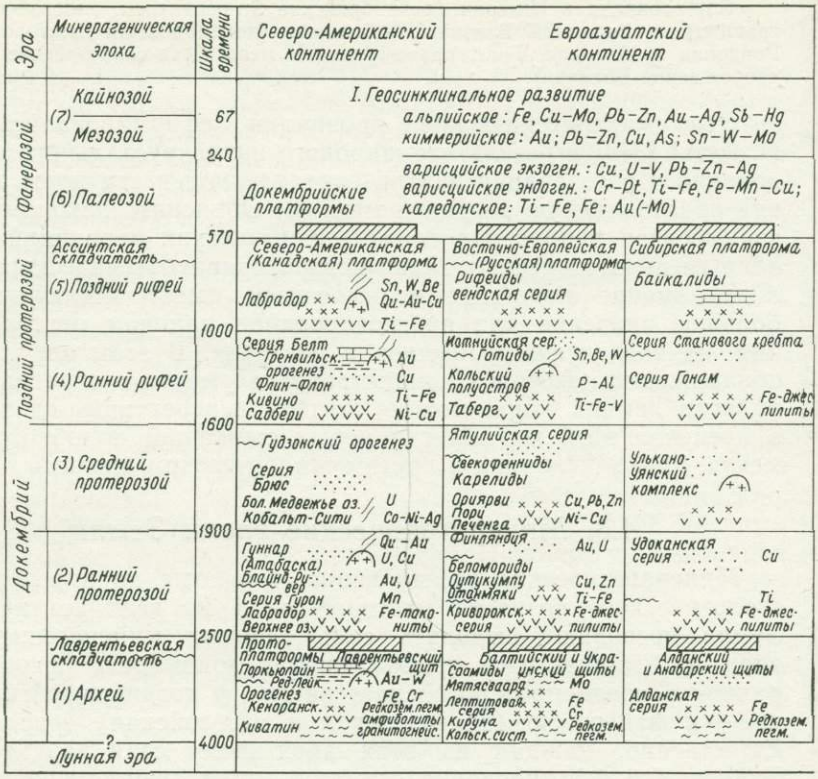
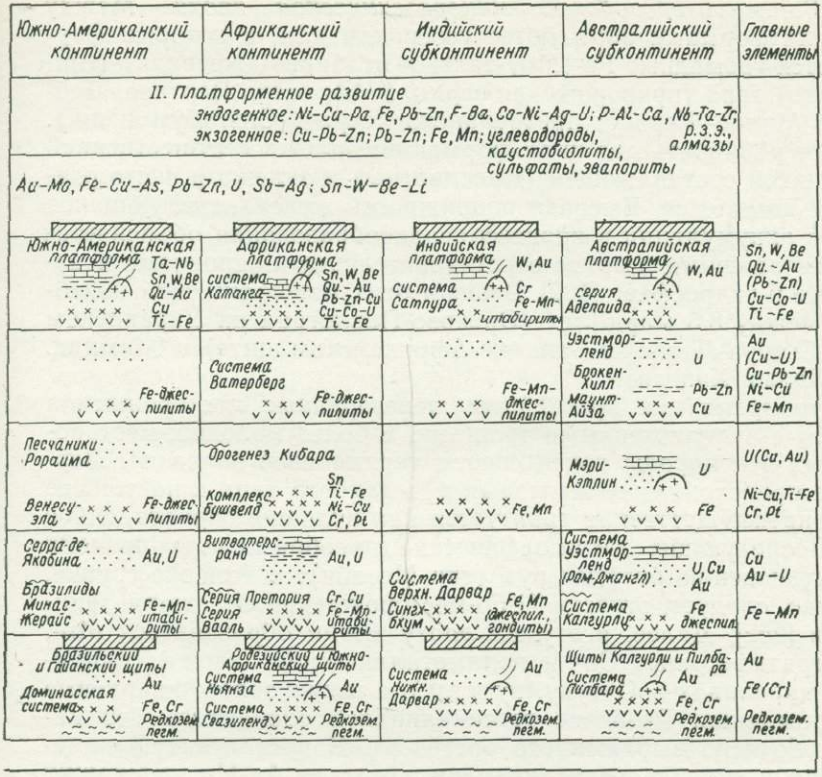


Рис. 4.12. Основные этапы развития

которые можно рассматривать как первые продукты дифференциации тогда еще относительно тонкой земной коры и которые встречаются в большинстве древних щитов земли. Под влиянием метаморфизма гранито-гнейсы часто превращались в гиперстен-плагиоклазовые гнейсы (чарнокиты). На этих древних породах залегают основные вулканиты (3,5 млрд. лет) [1], которые вместе с кластическими осадками образовали первую вулканогенно-осадочную серию и известны во всех ядрах континентов, слагая так называемые зеленокаменные пояса. Кроме того, для данной

[1] Эти основные эффузивы являются первичными толеитовыми базальтами, которые по своим геохимическим характеристикам весьма сходны с толеитовыми породами из современных срединно-океанических хребтов (архейские породы имеют несколько повышенное отношение Fe/Mg). В связи с этим кажется вероятным, что с архея верхняя мантия едва ли претерпела сильные изменения в своем химическом составе.



Земли и минерагенические эпохи.

эпохи также характерны гнейсы, богатые глиноземом, и кварцито-гнейсы. С этой серией пород (например, с лептитовой формацией Швеции) часто связаны богатые магнетитовые месторождения (типа Кируна). Более молодые (около 3 млрд. лет) магматические породы представлены калиевыми гранитами, чарнокитами, пегматитами, а также различными мигматитами.

В эту же эпоху происходила концентрация Cr, Mo (тонкая вкрапленность в гранито-гнейсах, тип Мятясваари в Финляндии), образование пегматитов с редкими металлами и редкими землями, а также (метаморфогенно-) гидротермальных кварцевых жил с Au.

Архейская эпоха закончилась охватившей всю землю мощной складчатостью (-лаврентьевская складчатость), ознаменовавшейся консолидацией первых платформенных структур («древние щиты», или протоплатформы, по Е. Павловскому [91]).

б. Раннепротерозойская минерагеническая эпоха. Между протоплатформами образуются геосинклинали, в которых формируются громадные Fe-(Mn)-залежи итабирит-джеспилит-(гондитового) типа (криворожская серия, КМА; озеро Верхнее, Лабрадор; Минас-Жерайс; преторианская серия; Сингхбум и др.). Следует различать два типа формаций: залежи с существенной эффузивной составляющей (джеспилиты) и залежи в чисто осадочном комплексе. Высокая подвижность железа, требующаяся для его аккумуляции в процессе осадкообразования, объясняется существовавшими в архее восстановительными условиями в атмосфере и гидросфере [162]. Возраст этих месторождений колеблется между 3,5 млрд. лет (Орехово-Павлоград на Украинском щите, Сьерра-Леоне на Западно-Африканском щите) и 0,6 млрд. лет (Малый Хинган).

В то время как древнейшие железорудные месторождения связаны с вулканогенными толщами, в более молодых месторождениях эти породы почти совсем теряют свое значение. Первичное происхождение железных руд данного типа в настоящее время преимущественно трактуется как вулканогенно-осадочное [30]. Последующие метаморфические преобразования привели к возникновению богатых руд (тип Месаби); к этой же группе, вероятно, следует, отнести Ti-Fe-месторождение Отанмяки, Финляндия [252]. Далее, в эту же эпоху могли образоваться Mn-, Cr-, стратиформные Cu- и полиметаллические залежи (например, в карелидах — Оутукумпу и др.), а также золото-кварцевые месторождения. Развитие геосинклиналей окончилось без какого-либо ясно выраженного орогенеза. В последующую платформенную стадию возникают месторождения Au-U-содержащих конгломератов и кварцитов (Витватерсранд, Сьерра-де-Якобина, Блайнд-Ривер). Во многих областях образовались также U-Cu-месторождения (Рам-Джангл в североавстралийском Уэстморленде, Гуннар в Атабаске) и месторождения медистых песчаников (Удокан).

в. Среднепротерозойская минерагеническая эпоха. Для данной эпохи характерны переходный и платформенный этапы геологического развития. В этот отрезок времени, отделенный от раннего протерозоя беломорской складчатостью, развивались такие платформы, как Канадская, Сарматская, Алдан-Анабарская, Бразильская, Западно-Африканская и Западно-Австралийская (рис. 4.12). Для этих платформ характерными являются мощные серии с интенсивно метаморфизованными гнейсами, в которых развиты метаморфогенные образования (пегматиты, Au- и U-жилы). К первичномагматическим залежам здесь относятся громадные лополитовые комплексы типа Бушвелдского массива, с которыми связаны многообразные магматические концентрации Cr, Ni-Fe-Cu, Pt-Pd, Ti-Fe, а также Au и Sn.

К «геосинклинальным» месторождениям следует причислить Fe-джеспилиты (Венесуэла), месторождения Ni-Cu (Печенга, Пори) и Cu-Pb-Zn (Ориярви в Финляндии). К сформировавшимся в платформенных условиях относят металлсодержащие конгломерат-песчаниковые образования (Бразилия, Австралия), а также гидротермальные концентрации U (Большое Медвежье озеро в Канаде, Мэри-Кэтлин в Австралии).

г. Раннерифейская минерагеническая эпоха (поздний протерозой). Эта эпоха связана с гудзонским орогенезом (карельской или альгоманской складчатостью). В геосинклиналях отлагались Fe- (Mn)-кварциты, которые потом были метаморфически изменены (Индия, Африка, Южная Америка). Далее возникали значительные вулканогенно-осадочные полиметаллические месторождения типа Брокен-Хилл и Маунт-Айза в Австралии, Флин-Флон и Норанда в Канаде, а также месторождения средней Швеции. В качестве магматических образований следует назвать крупные Ni-Fe-Cu-Pt-месторождения (Садбери на Канадском щите) и Ti-Fe-месторождения (Таберг).

К платформенным образованиям относятся осадки иотнийской и овручской серий (Сарматская платформа), серия Станового хребта (Алданская платформа), серия Кивино (Канадская платформа), ватербергская система (Южно-Африканская платформа), с ними могут быть связаны концентрации Cu, Au и U (например, Уэстморленд в Северной Австралии). К образованиям платформенного магматизма (щелочные породы, рапакиви) относятся апатит-нефелин-карбонатитовые месторождения (Кольский полуостров), редкометальные пегматиты, месторождения золота, а также месторождения Sn и W. К ним же можно причислить связанные с анортозитами метасоматические Fe-Ti-месторождения (магнетит, ильменит, титанит) Гринвилского пояса, Лабрадор, и Скандинавии.

д. Позднерифейская минерагеническая эпоха. Образования этой продуктивной в отношении месторождений эпохи широко представлены на всех континентах. Она завершается ассинтской складчатостью (балканская, кадомская, катангская складчатости). К геосинклинальному типу относятся крупные магнетит-скарновые месторождения байкалид в силуре Сибирской платформы, Fe-содержащие кварциты и магматические ильменитовые месторождения в анортозитах провинции Квебек (Канада) и Северной Америки, а также в Западной и Южной Африке и на востоке Южной Америки. Сюда же относятся и Fe-Mn-месторождения пегматит-итабиритового типа в Сатпуракетте, Индия.

В платформенную стадию образовались значительные Cu-Co-U-месторождения Катанги и Замбии (песчанико-сланцево-карбонатные породы) и Мангули, Южная Родезия, а также

возникли широкораспространенные Cu-Pb-Zn-месторождения в карбонатных формациях Экваториальной Африки, которые прослеживаются от Габона до Анголы. С располагающимися внутри крупных зон разломов мигматитами связаны многочисленные Sn-W-Be-месторождения (грейзеновый тип), а также гидротермальные месторождения Au и Cu.

е. Палеозойская минерагеническая эпоха. К этой эпохе приурочено проявление каледонского и варисцийского орогенеза. Для всех каледонид характерны незавершенная геосинклинальная и растянутая заключительная стадии. Напротив, в варисцидах геосинклинально-орогенная стадия проявлена очень четко.

Месторождения каледонской эпохи прежде всего распространены в североевропейском регионе (Норвегия—Гренландия—Шотландия), в Алтае-Саянской области, в Казахстане, а также в древних комплексах более молодых орогенных областей Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Забайкалья и др. Во время ранней стадии геосинклинального развития в ордовикской формации черных сланцев возникли скопления железных руд шамозит-тюрингитового типа. Ультраосновной магматизм проявился слабо, тогда как многочисленными были породы габбро-пироксеновой и плагиогранитовой формаций с характерными для них месторождениями (интрамагматические Ti-Fe-месторождения, железоскарновые месторождения). Позднеорогенный и субсеквентный магматизм получил лишь умеренное развитие (частично с Au-Mo-месторождениями). Более крупные концентрации Sn, W и полиметаллов для каледонской эпохи нетипичны.

Варисцийская эпоха, напротив, отличается исключительным разнообразием месторождений. Они прежде всего распространены в варисцидах Европы, Урала, Казахстана, Средней Азии, Забайкалья, Аппалачей, Восточной Австралии, а также в массивах палеозойских пород в пределах более молодых орогенных зон. В соответствии с особенностями геологического развития отдельных геологических областей в раннюю стадию варисцийской эпохи возникали различные мощные вулканогенно-осадочные (с железорудными месторождениями типа Лан-Диль, с сульфидными, в частности полиметаллическими, типа Рио-Тинто и Раммельсберг) и интрузивно-магматические (с Cr-, Pt-, Ti-Fe-месторождениями) формации пород. Широко распространены гранодиоритовые и гранитные интрузивы орогенной стадии, а также «малые интрузии» субсеквентной стадии с большим разнообразием типов месторождений (Au-Mo, Fe-Cu-As, Pb-Zn, U, Sb-Ag, Sn-W-Be-Li). Для молассовой стадии характерна концентрация таких элементов, как Cu, U-V и в меньшей степени Pb-Zn-Ag.

ж. Мезозойско-кайнозойская минерагеническая эпоха. Эта эпоха определяется проявлениями киммерийского (невадий-

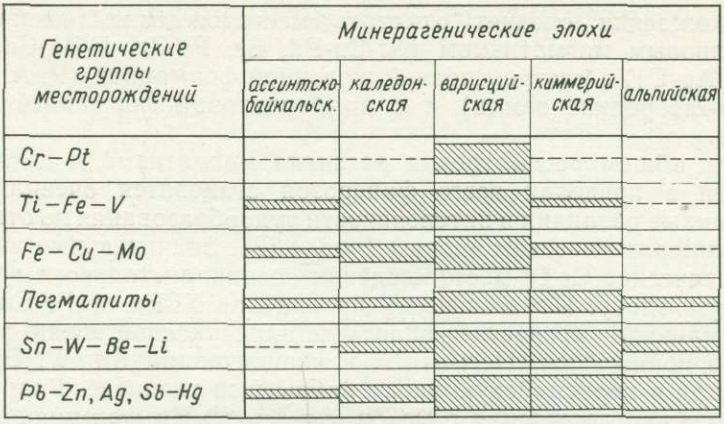


Рис. 4.13. Интенсивность развития различных групп эндогенных месторождений для разных минерагенических эпох (по В. Смирнову [6]).

ского) и альпийского (ларамийского) геосинклинального (орогенного) развития, в процессе которого сформировались планетарные поясные зоны (Средиземноморский пояс, Тихоокеанский пояс).

Месторождения *киммерийской* эпохи распространены прежде всего на Кавказе, в Забайкальско-Приморской провинции, на Дальнем Востоке и в Кордильерах. Важнейшими являются концентрации Au (ранняя стадия), Pb-Zn, Cu, As, (орогенная стадия) и Sn-W-Mo (субсеквентная стадия). Итерметаллические образования ранней стадии неизвестны.

Месторождения *альпийской* эпохи образовались главным образом в средиземноморском районе, в Малой Азии, на Кавказе, в Приморье, на Дальнем Северо-Востоке СССР и поясе Кордильер (Андах). В течение этой эпохи отдельные стадии развития и связанные с ними месторождения не везде проявились достаточно отчетливо. Ультраосновные и основные формации пород ранней стадии, включающие интрамагматические концентрации элементов, имеют лишь локальное распространение. Характерны обширные интрузивные серии гранитных комплексов и субсеквентные «малые интрузии». В связи с ними наиболее важные концентрации дают следующие элементы: Fe (в скарнах), Cu-Mo (преимущественно «порфировый» тип), Pb-Zn-Ag, Sn-W и Sb-Hg. Локально накапливаются также Au, As, Bi и Co.

В ходе мезозойско-кайнозойского платформенного развития возникали многочисленные концентрации полезных компонентов в осадочных породах: Cu, Pb, Zn (тип медистых сланцев), а также Fe, Mn (тип оолитовых руд), углеводородов, каустобиолитов, сульфатов и эвапоритов. Среди образований эндогенного

происхождения следует отметить месторождения, связанные с трапповым магматизмом (Ni-Cu-Pd, Fe, Pb-Zn, F-Ba-Ca, Bi-Co-Ni-Ag-U), с ультраосновной щелочной формацией (P, Al, Ca, Nb-Ta-Zr, редкие земли) и с кимберлитовой формацией (алмазы).

При общем рассмотрении развития магматизма и месторождений в пределах всего фанерозоя становятся очевидными отчетливые различия в интенсивности рудообразования по отдельным минерагеническим эпохам (рис. 4.13). Значительные интрамагматические Cr-Pt-месторождения возникали только в варисцийскую эпоху. Интенсивность проявления Ti-Fe- и Fe-Cu-Mo-минерализации возрастает вплоть до варисцийской эпохи, затем сильно понижается. Пегматиты и концентрации Sn, W, Be, Li получили в варисцийскую эпоху наивысшее развитие. Гидротермальные месторождения с Pb-Zn, Ag-Au, Sb-Hg формировались наиболее интенсивно в варисцийскую, киммерийскую и альпийскую эпохи. Таким образом, в более древние эпохи особенно сильно были распространены образования ранней стадии, тогда как в более поздние эпохи наибольшее значение приобретают посторогенные и субсеквентные месторождения. Варисцийская эпоха представляет собой поворотный пункт в развитии фанерозойского рудообразования.

5. Региональная минерагения (минерагенические провинции)

Уже в работах Л. де Лоне [280] «региональная металлогения» рассматривалась как особый раздел минерагении (металлогении). Автор определил ее как «металлогеническое описание важнейших рудных регионов». По Е. Шаталову и др. [135], цель региональной минерагении заключается в выявлении закономерностей пространственного размещения месторождений в связи с геологическим строением Земли. Отсюда важной задачей региональной минерагении является комплексное изучение типов минерагенических провинций, которые образовались при определенных геологических условиях. При этом исследование может вестись в двух направлениях:

а) характеристика типов минерагенических провинций путем регионального сравнения;

б) детальное изучение определенных типов минерагенических провинций с целью оценки их перспективности.

При проведении этих исследований, согласно Е. Шаталову (1969), необходимо особо обращать внимание на решение следующих проблем:

принадлежность минерагенической провинции к определенной тектоно-магматической стадии;

тектонические и палеогеографические, включая палеогидрогеологические, особенности минерагенической провинции;

формации пород, содержащие полезное ископаемое или генерировавшие его (формационный анализ), и их отношение к структурным факторам;

характеристика конкретных формаций полезных ископаемых;

определение эрозионного среза и критериев для дальнейшего минерагенического районирования (выделение новых региональных подразделений);

специфика минерагенических и прогнозных карт для территориальных единиц; перспективная оценка определенных типов месторождений.

Общее объяснение закономерностей пространственного размещения месторождений различных типов на Земле все еще отсутствует. В настоящее время во многих странах проводятся интенсивные исследования особенностей регионального распре-

деления важнейших полезных ископаемых, так же как и причин их концентрации или отсутствия на определенных территориях.

Ниже на ряде примеров минерагенических подразделений разного порядка (планетарного, континентального, регионального) дается описание геологических закономерностей распределения месторождений.

5.1. Региональные минерагенические *единицы Земли*

5.1.1. Региональная минерагения докембрийских платформенных областей

а. Африканская платформа. Древние щиты Африканской платформы представляют собой хороший пример специфических минерагенических соотношений внутри древних докембрийских структурных единиц. Для очень продуктивной в минерагеническом отношении южной части Африканской платформы Г. Твалчрелидзе [410], опираясь на новые работы по этому региону [219, 270, 311], попытался дать обзор региональной минерагении (рис. 5.1). Главной структурной единицей является Родезийский щит, представляющий собой остаток протоплатформы, породы которой имеют возраст 3 млрд. лет. Эта древняя платформенная область была пересечена геосинклинальными зонами (2 млрд. лет назад). Перекрывающий платформу чехол имеет возраст 2,75—2,0 млрд. лет (серии Доминьонного рифа, Витватерсранд и др.). Покров общеафриканской платформы формировался после завершения геосинклинальной эпохи в позднем протерозое (0,6 млрд. лет назад) вплоть до настоящего времени. В южной Африке можно выделить шесть групп месторождений, имеющих различный возраст и связанных с определенными региональными единицами:

1. Оруденение, связанное с архейской провинцией (например, с системой Свазиленд) и представленное стратиформными метаморфическими Fe(вулканогенно-осадочными)- и Cr(в ультрабазитах)-месторождениями, а также *сульфидосодержащими золото-кварцевыми жилами* (*рис.* 5.1 *и* 4.12).

2. Оруденение раннепротерозойской провинции (возраст примерно 2,7—2 млрд. лет) с «геосинклинальными» месторождениями Fe-Mn-итабиритов (преторианская серия), с месторождениями хрома в ультрабазитах (Претория) и стратиформными месторождениями меди, залегающими в гнейсах (например, Мессина). Знаменитая Au-U-конгломерат-кварцитовая формация Витватерсранда относится к платформенному чехлу (серия Доминьонного рифа).

3. Группа интрамагматических месторождений Cr-Pt, Ni-Cu и Ti-Fe, включая постмагматические оловосодержащие образования бушвелдского комплекса (1,9 млрд. лет), связанные со среднепротерозойской провинцией.

4. Осадочные Cu-Co-U-месторождения катангской системы (от 1,2 до 0,6 млрд. лет) в позднепротерозойской (позднерифейской) провинции.

5. Группа гидротермальных Pb-Zn-месторождений палеозойской провинции.

6. Группа карбонатитовых, Nb-Ta-, Sn- и кимберлитовых (алмазных) месторождений в районах проявления мезозойско-кайнозойской активизации.

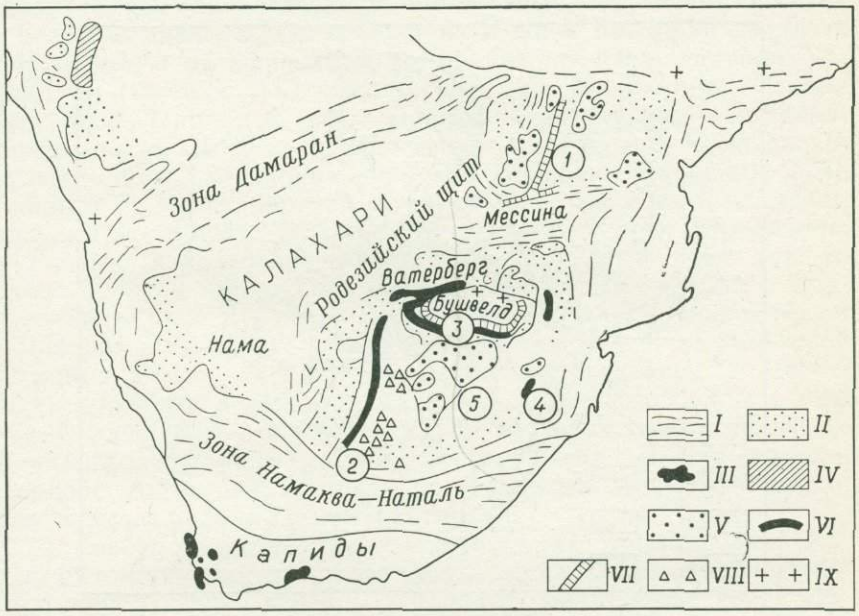


Рис. 5.1. Схема региональной минерагении Южной Африки (по Н. де Куну [269], Л. Николайсену и А. Бургеру [311]; приведено по Г. Твалчрелидзе [410]).

I — древние орогенные области; *II* — древние платформенные области; *III* — гранитоиды Капской зоны (0,6 млрд. лет); *IV* — анортозиты Анголы (1,4 млрд. лет); *V* — конгломераты витватерсрандского типа (Au-U; 2,0—2,3 млрд. лет); *VI* — итабиритовые месторождения (2,3 млрд. лет); *VII* — хромитовые месторождения: *1* — на Родезийском щите (2,7—3,0 млрд. лет), *2* — в итабиритовом комплексе (2,3 млрд. лет), *3* — в бушвелдском комплексе (1,9 млрд. лет); *VIII* — кимберлитовые трубки (месторождения алмазов); *IX* — *оловянные месторождения: 4 — архейские месторождения железа и золота в свазилендской системе* (3,3 млрд. лет); *5* — Витватерсранд.

б. Южно-Американская платформа. Здесь также древние щиты Гайаны и Бразилии представляют собой архейские ядра, *обрамленные протерозойскими геосинклинальными (орогенными)* системами. Чехол протоплатформы сложен слабометаморфизованными песчаниками формации Рораима (1,7 млрд. лет).

С расположенными между древними массивами геосинклинальными системами бразилид связаны многочисленные железорудные месторождения итабиритовой формации (Минас-Же-

райс) и месторождение марганца (Амазонас—Венесуэла). В последующую платформенную стадию здесь также образовались Au-U-конгломерат-кварцитовые серии (Сьерра-де-Якобина). В Восточной и Западной Бразилии с позднепротерозойским гранитоидным магматизмом ассоциируются пегматитовые, грейзеновые и жильные месторождения Sn-W-Be, Nb-Ta и Au, которые

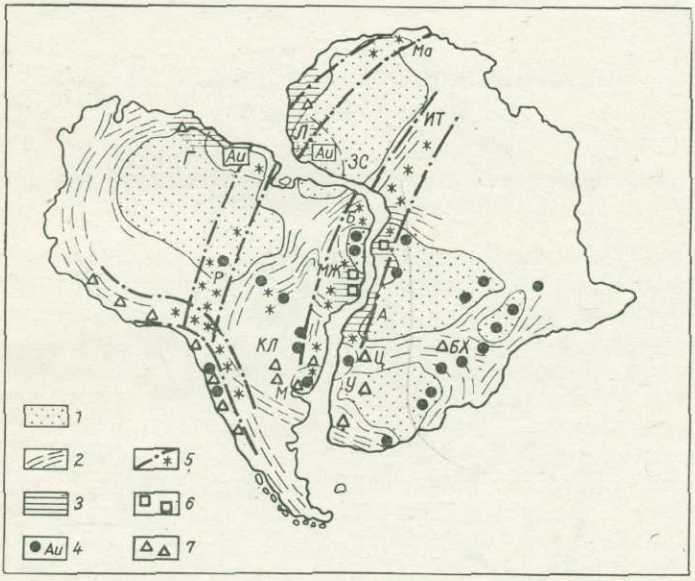


Рис. 5.2. Соответствие минерагенических провинций Южной Америки и Африки (по В. Петрашеку [323, 324], П. Херли [242], Р. Шуилингу [364]).

1 — древние кристаллические платформенные области; *2* — геосинклинальные (орогенные) области. Минерагенические провинции: *3* — Fe-Mn; *4* — Au; *5* — Sn-W; *6* — пегматиты (Nb-Ta-Sn); *7* — Cu-Pb-Zn. *Г* — Гайана, *ЗС* — Золотой Берег и Берег Слоновой Кости, *М* — Монтевидео, *У* — Уолфиш-Бей, *Б* — плато Барбарема, *ИТ* — Ин-Тунин, *Р* — Рондония, *Л* — Либерия, *Ма* — Марокко, *МЖ* — Минас-Жерайс, *А* — Ангола, *КЛ* — Кардоба, Сан-Луис (Аргентина), *Ц* — Цумеб, *БХ* — Брокен-Хилл.

обнаруживают большое сходство с месторождениями Западной Африки.

В связи с этим следует рассмотреть размещение древних минерагенических провинций в свете теории новой глобальной тектоники (см. разд. 2.1.1.3), тем более что из такого регионального сравнения следуют выводы, важные для оценки перспектив рудоносности (рис. 5.2). Так, золоторудная провинция Гайаны оказывается близкой аналогичной провинции Золотого Берега (Гана) и Берега Слоновой Кости в Западной Африке. На Гайанском нагорье (Боливар) имеются золото-кварцевые жилы Эль-Каллао, приуроченные к раннепротерозойским зеленокаменным породам; в Гане жилы встречаются на контакте с зелено-

каменными породами Бирримьена. Золотоносные конгломерат-кварциты серии Минас в гайанидах соответствуют аналогичным залежам тарвайенской серии Золотого Берега и Берега Слоновой Кости [265, 217]. Далее на юге золоторудную провинцию позднепротерозойских разломов Монтевидео можно связать с золотоносными районами Уолфиш-Бей. Особенно отчетливо эти связи можно проследить по Sn-W-поясу, протягивающемуся в целом на 6000 км. Он следует из Южной Бразилии до плато Борборема, а на африканской стороне — от Юго-Западной Африки к Нигерии и оттуда вплоть до Ин-Тумина, Сахара (рис. 5.2). Наряду с этим Восточно-Бразильским — Западно-Африканским Sn-W-поясом восточнее имеется еще один оловорудный пояс (Рондония—Гайана—Либерия—Марокко) [364]. Аналоги Fe-Mn-итабиритов Минас-Жерайс имеются и на Африканском континенте в Анголе, а также в Конго, Браззавиль, и Габоне. Западно-Африканский железорудный пояс длиною около 5000 км (Форт-Гуро в Мавритании—Джомбоили в Гвинее—Тонколили в Сьерра-Леоне—Боми-Хиллс и Бонг-Рейндж в Либерии и Гане) имеет свой эквивалент на южноамериканской стороне в Венесуэле и Гайане. Различные связанные со щелочными породами и пегматитами Nb-Ta-Sn-месторождения в Минас-Жерайс соответствуют таким же месторождениям в Габоне. Ванадийсодержащие Cu-Pb-Zn-месторождения в Сан-Луисе и Кардобе, Аргентина, обнаруживают большое сходство с месторождениями района Цумеб и Намибии.

в. Северо-Американская платформа. Протоплатформы Канадского щита состоят из архейских серий Киватин и Тимискаминг. Они частично перекрыты породами ранне- и среднепротерозойского платформенного чехла и обрамляются отложениями геосинклинальной серии Гурон (рис. 5.3). С архейскими сериями связаны сульфидные золото-кварцевые жилы, иногда с шеелитом (Ред-Лейк, Поркьюпайн и др.). К серии Гурон относятся крупные метаморфические итабирит-таконитовые месторождения (провинция Верхнего озера, Лабрадор). К протерозойскому платформенному чехлу (серия Брюс) приурочены метаморфические Au-U-конгломерат-кварциты Блайнд-Ривер, U-Cu-содержащая песчаниковая серия Гуннар в Атабаске и U (Cu-Ni-Bi-Ag)-жилы провинции Большого Медвежьего озера. В более верхнем рифейском платформенном ярусе (серия Кивино) возникли связанные с основным лополитом интрамагматические Ni-Fe-Cu-месторождения Садбери (1,2 млрд. лет). С востока Канадская платформа ограничена рифейской орогенной зоной Гренвилл, в которой имеются многочисленные связанные с анортозитами Ti-Fe-месторождения (Лабрадор, Ньюфаундленд).

г. Австралийская платформа. К числу самых древних провинций относятся здесь архейские области щитов Калгурли

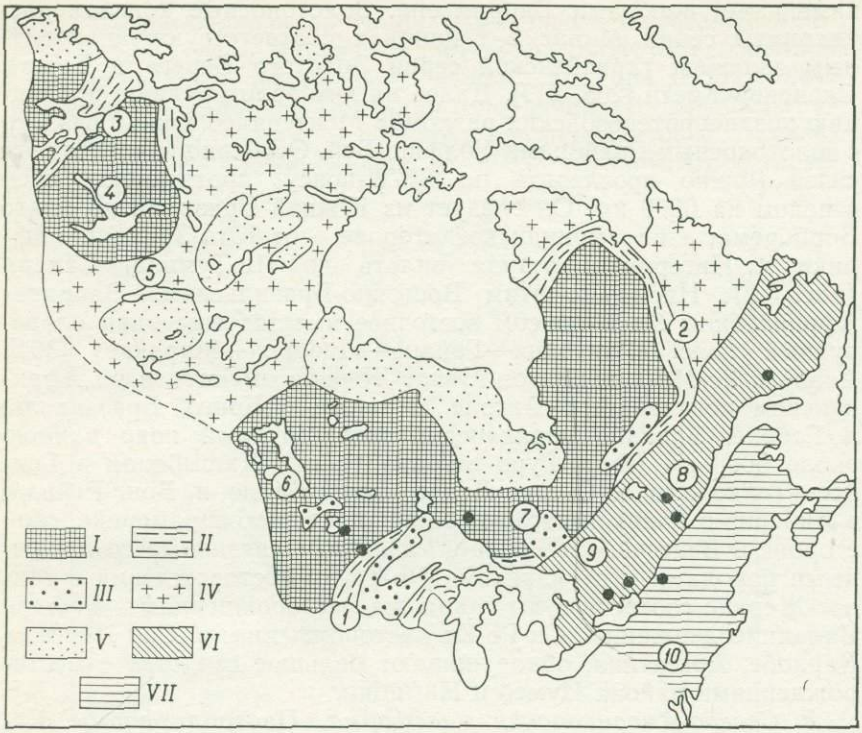


Рис. 5.3. Схема региональной минерагении Канадской платформы (по М. Муратову [86], А. Тугаринову [120], Г. Твалчрелидзе [410] и Р. Стентону [379]).

I — древние платформенные области (Киватин); *II* — гуронская серия (с Fe-итабиритами); *III* — древнепротерозойский платформенный чехол (с Au-U-конгломератами); *IV* — граниты гудзонского орогенеза; *V* — рифейский чехол Гудзонской платформы; *VI* — зона Гринвилл (с Ti-Fe-месторождениями); *VII* — зона Аппалачей. *Важнейшие рудные районы*: *1* — озеро Верхнее (такониты); *2* — Лабрадор (итабириты); *3* — Большое Медвежье озеро (Эльдорадо); *4* — Йеллоунайф; *5* — Голдфилд; *6* — Манитоба; *7* — Блайнд-Ривер; *8* — анортозитовые Ti-Fe-месторождения (обозначены черными кружками); *9* — Садбери; *10* — Франклин.

и Пилбара. Судя по встречающимся пегматитам, их возраст составляет около 2,7 млрд. лет. В архейских гнейсах наряду с пегматитами имеются многочисленные золото-кварцевые жилы. Щиты обрамляются раннепротерозойскими геосинклинальными (орогенными) поясами системы Калгурли, в которых в последнее время выявлены значительные Fe-джеспилитовые месторождения (Западный Квинсленд). С распространенными в Северной Австралии породами раннепротерозойского платформенного чехла (серия Уэстморленд) связаны урансодержащие конгломерат-кварцитовые серии (например, Рам-Джангл). В области раннепротерозойской геосинклинальной системы (1,5—

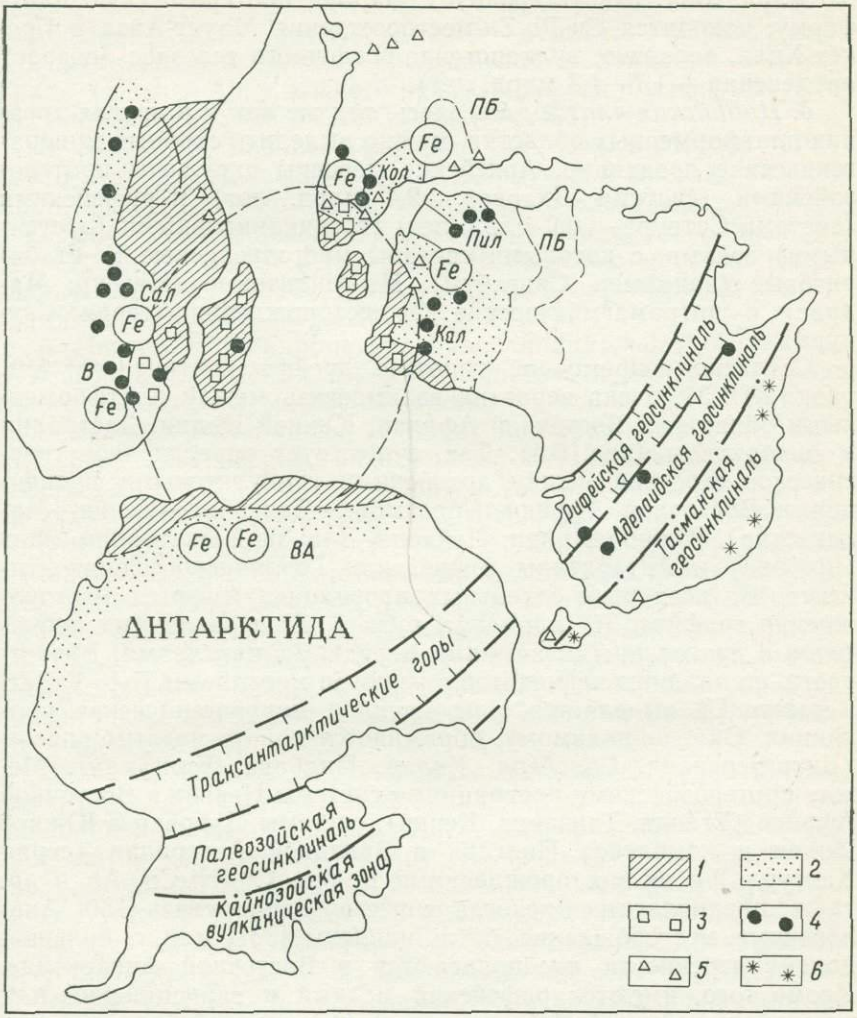


Рис. 5.4. Соответствие минерагенических провинций Восточной Африки, Южной Индии, Австралии и Антарктиды (по В. Петрашеку [323, 324], П. Банерджи и С. Гхошу [150]).

1 — архейские гранулитовые провинции: Восточная Африка, Южная Индия, Цейлон, Западная Австралия, Восточная Антарктида; *2* — протерозойский пояс систем Ньянза, Дарвар и Йилгарн; *3* — Zr-, Ta-, U-месторождения; *4* — Au-месторождения; *5* — Cu-Pb-Zn-месторождения; *6* — Sn-W-месторождения. *В* — Витватерсранд, *Сал* — Солсбери, *Кол* — Коларский район, *Пил* — Пилбара, *Кал* — Калгурли, *Т* — Тасмания, *ВА* — Восточная Антарктида, *ПБ* — пермский бассейн Юго-Восточной Индии и Северо-Западной Австралии.

0,9 млрд. лет), охватывающей с востока протерозойскую платформу, находятся Cu-Pb-Zn-месторождения Маунт-Айза и Брокен-Хилл, вероятно, вулканогенно-осадочного генезиса (возраст оруденения — 1,7—1,3 млрд. лет).

д. Индийская платформа. Здесь, так же как и в других древних платформенных областях, можно выделить сходные минерагенические провинции. Архейские массивы окружены протерозойскими (система Дхарвар — 2,4 млрд. лет) и рифейскими (система Сатпура — 0,9 млрд. лет) геосинклинальными (орогенными) зонами, с которыми связаны многочисленные Fe-итабиритовые (например, Сингхбум), Mn-гондитовые (Нагпур, Мадрас) и интрамагматические Cr-месторождения (серия Сатпура).

Согласно современной гипотезе дрейфа континентов (см. разд. 2.1.1.3), очень вероятна взаимосвязь между платформенными областями Восточной Африки, Южной Индии, Австралии и Антарктиды (рис. 5.4). Так, существует определенное генетическое сходство между архейскими гранулитовыми провинциями Восточной Африки (Мозамбик—Танзания—Кения—Мадагаскар), Южной Индии, Цейлона, Западной Австралии (щит Пилбара) и Антарктиды в пределах Гондванского праконтинента. Во всех этих отдельных провинциях имеются месторождения графита, Ti (ильменит, рутил), Zr и различных пегматитов с драгоценными камнями и редкими металлами. В частности, по наличию пегматитов с редкими металлами (Nb, Ta, Zr, а также U) выделяется одна крупная минерагеническая провинция. Она, по-видимому, обрамляется золото-медным поясом (Витватерсранд, Солсбери, Калар, Пилбара, Калгурли). Между протерозойскими провинциями системы Ньянза в Восточной Африке (Уганда, Танзания, Кения), системы Дхарвар в Южной Индии и комплекса Йилгарн в Западной Австралии (серия Калгурли) с их месторождениями Fe-Mn, Cr, Ni-Cu, Au и др. также предполагается некогда существовавшая связь [150]. Аналогичные месторождения были найдены [331] или с большой долей уверенности предполагаются в Восточной Антарктиде. Кроме того, имеются рифейский медный и варисцийский или мезозойско-кайнозойский оловянно-вольфрамовый пояс, которые в Восточной Австралии протягиваются от Квинсленда до Тасмании и, возможно, продолжаются на Антарктическом континенте.

5.1.2. Региональная минерагения фанерозойских геосинклинальных орогенных областей

а. Варисцийские минерагенические провинции. Ранняя стадия варисцийского геосинклинального развития в течение девона—нижнего карбона сопровождалась всемирным распростра-

нением инициального магматизма и связанного с ним рудообразования. Здесь следует особо отметить варисцийские геосинклинальные области Центральной и Западной Европы, Урала, Средней Азии, южного края Сибирской платформы, Юго-Восточной Австралии и Аппалачей (рис. 5.5).

В Западной Европе в провинциях Сьерра-Морена (Рио-Тинто, Альмаден), Южный Уэльс, Корнуэлл и Бретань развиты спилитовые (частично в виде подушечных лав), кератофировые и порфиритовые формации с заключенными в них рудами Fe, Mn, Cu, Zn-Pb, Ba, Sb и Hg. Местами встречаются также интрузивные породы (гарцбургиты, габбро) с небольшими концентрациями металлов (Южный Уэльс, Гарц).

В Центральной Европе проявился инициальный магматизм в Рейнских Сланцевых горах с «классическими» субмаринно-гидротермальными месторождениями Ландильской и Брилонской мульд и Зауэрланда (Мегген), в Гарце (Остероде, Раммельсберг, эльбингередский комплекс), в Шлейцерском троге и в Есенских горах (Нижний склон), а также в высокогорных областях с интракрустальными эквивалентами типа Зигерланда.

Эти образования находят свое региональное продолжение в аналогичных месторождениях Карпат, динарид (Юго-Западная Македония), Родоп, Малой Азии (южные тавриды: Fe-Mn, Cu-Zn-Pb), а также Украины (Днепропетровско-Донецкий район: Zn, Pb, Hg) и Большого Кавказа. На территории последнего распространены наряду с вулканогенно-осадочными образованиями также интрузивные магматиты с Ti-Fe-, Cr- и Ni-Fe-месторождениями [6].

Далее на востоке располагаются минерагенические провинции Урала, Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области, Забайкалья и Монголо-Северо-Китайская провинция (соответствует Ангарской геосинклинали). В пределах этих провинций распространены значительные месторождения ранней стадии. Кроме того, в ходе развития гранодиорит-гранитного магматизма орогенной и субсеквентной стадий появилось большое количество интракрустальных месторождений с Fe-Cu, Mo-W, Au, Zn-Pb-Ag, U, Sb-As и др. С некоторыми из этих провинций мы познакомимся ближе в разд. 5.2.

От Тянь-Шаня к юго-востоку ответвляется варисцийский геосинклинальный (орогенный) пояс; он протягивается через Юньнань, Индокитай, Индонезию до Восточно-Австралийской минерагенической провинции с ее значительными рудными месторождениями (Квинсленд, Новый Южный Уэльс, Тасмания и Новая Зеландия).

Западноевропейские варисциды находят свое региональное продолжение в минерагенических провинциях Высокого и Среднего Атласа Северной Африки (Марокко), а также в Аппалачах

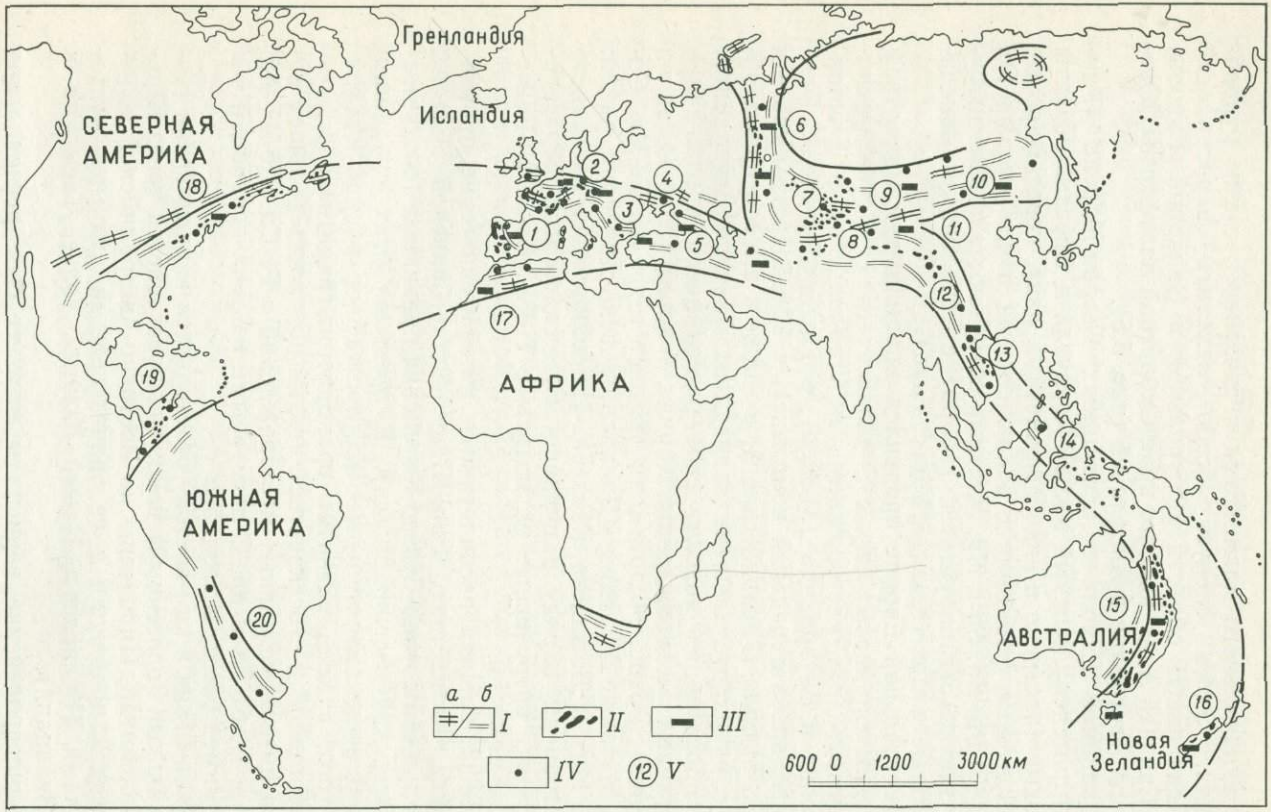


Рис. 5.5. Важнейшие минерагенические провинции варисцийских (орогенных) областей (по М. Рамовичу [328]).

I — варисцийские геосинклинальные (орогенные) области: *а*) с древними ядрами, *б*) с нормальным развитием; *II* — посторогенные магматиты; *III* — районы месторождений ранней стадии (инициальный магматизм); *IV* — районы месторождений орогенной стадии; *V* — значительные минерагенические провинции: *1* — Западная Европа, *2* — Центральная Европа, *3* — Карпаты—Динариды—Родопы, *4* — Украина, *5* — Большой Кавказ, *6* — Урал, *7* — Казахстан, *8* — Тянь-Шань, *9* — Алтай—Саяны, *10* — Забайкалье, *11* — Ангарская геосинклиналь, *12* — Юннянь, *13* — Индокитай, *14* — Индонезия, *15* — Восточная Австралия, *16* — Новая Зеландия, *17* — Северная Африка, *18* — Аппалачи, *19* — Центральная Америка, *20* — Южная Америка.

Северной Америки (Ньюфаундленд, Нью-Брансуик, Мэн и др.) и в варисцийской части Кордильер Центральной и Южной Америки.

Во всех этих варисцийских провинциях во время орогенной стадии (карбон—пермь) имели место интенсивная складчатость и воздымание варисцийских горных хребтов. В течение орогенных фаз происходили обширные интрузии гранитной магмы и возникали связанные с ней многочисленные месторождения (жилы, импрегнации и метасоматиты с W-Mo-Au, Fe-Zn-Pb-Ag, U, Sn-Be-Li и др., рис. 5.5).

К особенно важным минерагеническим провинциям с концентрацией элементов, обусловленной посторогенным магматизмом, относятся следующие:
северо-западная часть Африки (Атласские горы);
Западный минерагенический пояс Испании и Северной Португалии;
Корнуэлл, Бретань и Французский Центральный массив;
Вогезы — Шварцвальд, Сосновые и Рудные горы, Гарц, Судеты;
часть Альп, динариды, Карпаты, Родопы, тавриды и Кавказ,
минерагеническая провинция Урала;
минерагенические провинции Казахстана, Тянь-Шаня, Алтая и Забайкалья;
Китайско-Индонезийский минерагенический пояс;
Восточно-Австралийская минерагеническая провинция с Тасманией и Новой Зеландией и областями Антарктического континента;
Аппалачская провинция Северной Америки.

б) Мезозойско-кайнозойские минерагенические провинции. В раннюю стадию раннеальпийского (древнекиммерийского) геосинклинального развития (триас—нижняя юра) снова получил широкое распространение инициальный магматизм в форме вулканогенно-осадочных серий (спилиты, кератофиры, туффиты) и интрузивных образований (габбро, серпентиниты и перидотиты). С обеими магматическими ветвями связаны важные месторождения полезных ископаемых: вулканогенно-осадочные Fe (тип Вареш), Fe-Mn (тип Гонзен) и Pb-Zn (тип Блейберг) месторождения; интермагматические месторождения Cr-Fe (тип Гюлеман).

В мезозойских геосинклинальных областях имеются следующие минерагенические провинции ранней стадии (рис. 5.6):
1) Альпийско-Аппенинско-Пиренейская провинция (Fe-Mn, Pb-Zn-Ag, Ba-F, Sb-Hg; Cr);
2) Динарид-Эллинидская и Карпато-Балкано-Понтид-Кавказская провинция (Fe-Mn, Cu-Zn-Pb, Ba, Sb-Hg; Cr);
3) Ирано-Памиро-Каракорумская провинция (Fe-Mn, Cu-Zn-Pb, Cr, Ni);
4) Восточно-Уральско-Казахстанско-Алтае-Саянско-Тянь-Шаньская провинция (Fe-Mn, Cu-Zn-Pb, Ba-F, Cr, Ni);
5) Северо-Западно-Африканская провинция (Марокко, Алжир, Тунис: Fe-Mn, Cu-Pb-Zn, As, Ba);
6) Аппалачская провинция (Гэмпшир, Нью-Джерси, Мэриленд) и Куба (Fe, Cu; Cr);

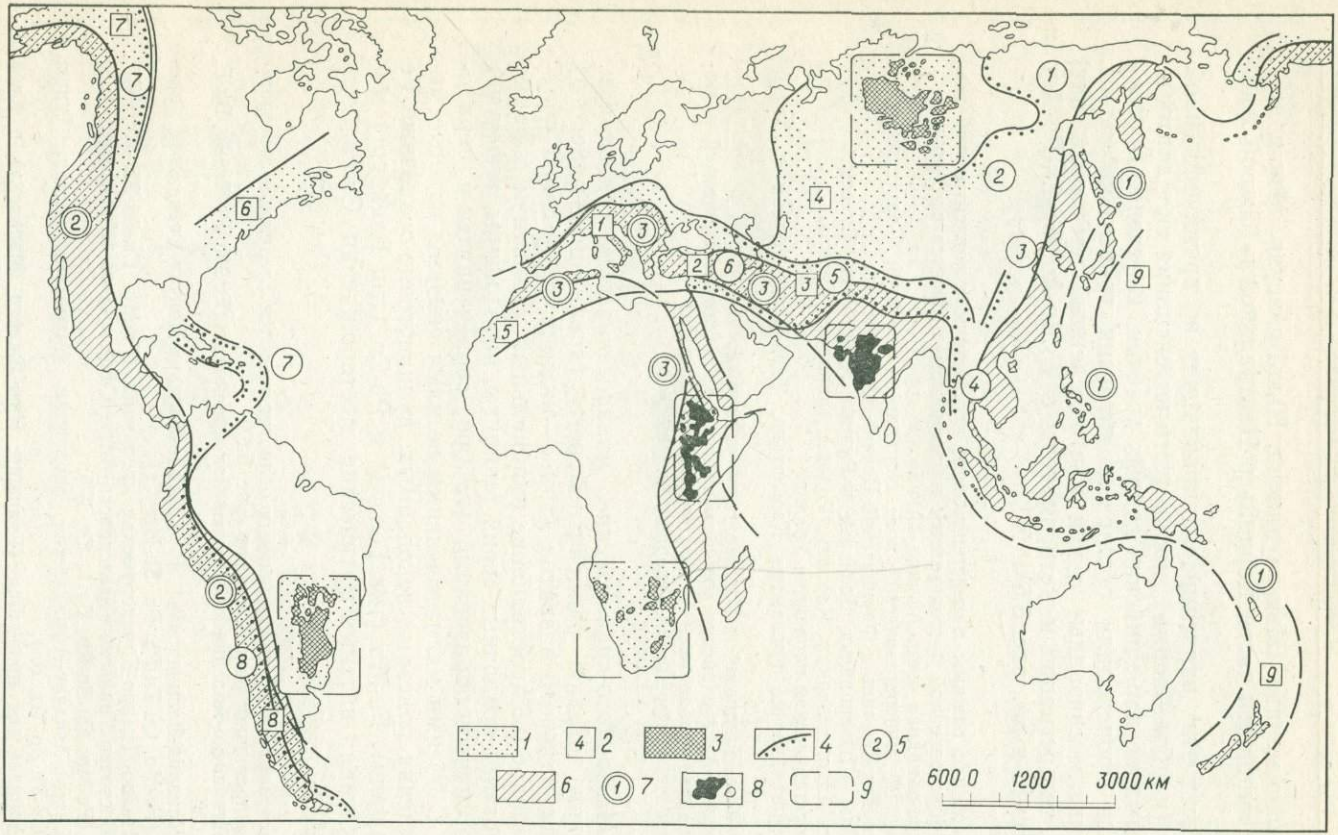


Рис. 5.6. Важнейшие минерагенические провинции мезозойско-кайнозойских геосинклинальных (орогенных) областей (по М. Рамовичу [328]).

I — древнекиммерийская (раннеальпийская) фаза: *1* — мезозойские геосинклинальные области, *2* — минерагенические провинции мезозойской ранней стадии, *3* — мезозойские платформенные магматиты (траппы); *II — невадийская (юнокиммерийская) фаза:* *4* — невадийские орогенные области, *5* — минерагенические провинции невадийской фазы (Sn-W, Au-Mo, U и др.); *III — ларамийская (позднеальпийская) фаза:* *6* — ларамийские орогенные области, *7* — минерагенические провинции ларамийской фазы (Cu, Zn-Pb, Au-Ag, Sb-Hg и др.), *8* — кайнозойский магматизм (частично в виде траппов), *9* — мезозойско-кайнозойские платформенные области с трапповой формацией.

7) Северо-Западная провинция Северной Америки (Аляска, Британская Колумбия, Орегон: Cu, Fe, Pb-Zn);
8) Западная провинция Северной Америки (Cu, Fe, Pb-Zn);
9) Северо-Западная и Юго-Западная тихоокеанские провинции (Япония, Новая Каледония, Новая Зеландия: Fe-Mn, Cu; Cr).

В это же время в соседних платформенных областях проявился основной магматизм (трапповая и кимберлитовая формации), сопровождавшийся рудообразованием: Сибирская платформа — месторождения Норильска (Ni-Cu, Pt, Au) и Ангаро-Илима (Fe), Южно-Американская платформа — траппы Параны (Cu) *и кимберлиты, Южно-Африканская платформа — траппы* Карру (Инсизва: Ni-Cu, Ti-Fe, Pt, Au) и кимберлиты (алмазы).

Раннекиммерийско-невадийская (верхняя юра — нижний мел) и позднеальпийско-ларамийская (верхний мел — третичный период) фазы являются важнейшими орогенными стадиями мезозойско-кайнозойского геосинклинального (орогенного) развития. Они маркируются морфологически четко выраженными планетарными горными хребтами и интенсивным, частично вулканическим магматизмом. В случае последнего в течение орогенных фаз параллельно происходило изменение химического характера образующихся пород — от крайних кислых (риолиты, граниты) до основных (щелочные базальты, ультрабазальты).

В результате *невадийской фазы* возникли интрузии, по составу варьирующие от гранитов до гранодиоритов, с большим количеством связанных с ними различных месторождений (пегматиты, жилы, грейзены , импрегнации, метасоматиты). Из элементов, давших концентрации, следует назвать прежде всего Sn-W-Li-Be, Au-Mo, Bi, U-Th, редкие земли и редкие металлы. Важнейшими минерагеническими провинциями этой фазы являются следующие (рис. 5.6):

1) Восточно-Европейская провинция (Верхоянско-Колымский район, Чукотский полуостров);
2) Забайкальская провинция (Яблоновый и Становой хребты, Большой Хинган);
3) «внешний» Западно-Тихоокеанский пояс (Западный Сихотэ-Алинь, Япония, Корея, Восточно-Китайская провинция);
4) *Бирмано-Малайско-Индонезийский пояс (Бирма, Таиланд, Малайзия,* Суматра, Ява, Западный Калимантан);
5) Гималайско-Иранский пояс (Трансгималаи, Каракорум, Памир, Афганистан, Иран);
6) Кавказско-Малоазиатская провинция;
7) «внешний» Восточно-Тихоокеанский пояс от Северной до Центральной Америки (Аляска, Айдахо — Монтана, Сьерра-Невада — Калифорния, Большие Антиллы — Вест-Индия);
8) «внешний» Восточно-Тихоокеанский пояс Южной Америки (восточные и центральные Кордильеры Колумбии, Перу, Боливии, Чили) и Антарктиды (*полуостров Палмера*).

В позднеальпийское время (*ларамийская фаза*) возникли формации пород, состав которых колебался от кислого до умеренно основного (риолиты, монцониты, андезиты, щелочные базальты; преимущественно субвулканические и вулканические). С ними связаны характерные и ценные в промышленном отношении типы месторождений (жильные, «порфировые», метасоматические). Наиболее значительные концентрации дали следующие элементы: Cu-Mo, Zn-Pb, Au-Ag, Bi, Sb-As-Hg. В палеогене в некоторых провинциях снова возникли ультраосновные и основные интрузивы с интрамагматическими сегрегациями Cr-Pt, Ni-Cu, Ti-Fe. Вот самые важные минерагенические провинции этой фазы (рис. 5.6):

1) «внутренний» Западно-Тихоокеанский пояс, или Дальневосточная и Восточно-Азиатская провинция (Камчатка — Курилы, Анадырь — Охотск, Восточный Сихотэ-Алинь, Япония, Юго-Восточный Китай, Филиппины, Индонезия, Новая Каледония, Новая Зеландия);

2) «внутренний» Восточно-Тихоокеанский пояс, или провинции Северной, Центральной и Южной Америки (Алеутские острова, район Юкона, район Боулдера, Береговой хребет, Колорадо — Аризона, Мексика, Перу — Боливия, Чили);

3) Средиземноморский пояс с провинциями Южной Европы, Северной Африки и Малой Азии (Юго-Восточная Испания, Марокко — Алжир, Италия, Карпаты — Среднегорье — понтиды — эллиниды — Родопы — Юго-Западная Анатолия, Кавказ, ираниды, район Красного моря, Гималаи).

В некоторых соседских платформенных областях в это же время проявился еще раз платформенный магматизм (траппы базальтового состава плато Декан в Индии и Эфиопского нагорья в Северо-Восточной Африке; третичный вулканизм Центрально-Европейской платформы).

5.2. Минерагенические провинции одного континента на примере СССР

Довольно полно и детально расчленена на минерагенические провинции территория СССР благодаря интенсивным исследованиям последних десятилетий, проведенным советскими учеными — специалистами по геологии месторождений полезных ископаемых (Ю. Билибин, Е. Шаталов, В. Смирнов и др.[1]). Минерагенические провинции выделены в основном по принципу оконтуривания площадей развития месторождений определенной минерагенической эпохи на базе геотектонической карты Н. Шатского (рис. 5.7). При этом оказалось, что большинство минерагенических провинций полициклично. По этому принципу

[1] Крупную роль в развитии металлогенических исследований в СССР сыграл С. Смирнов.— *Прим. ред.*

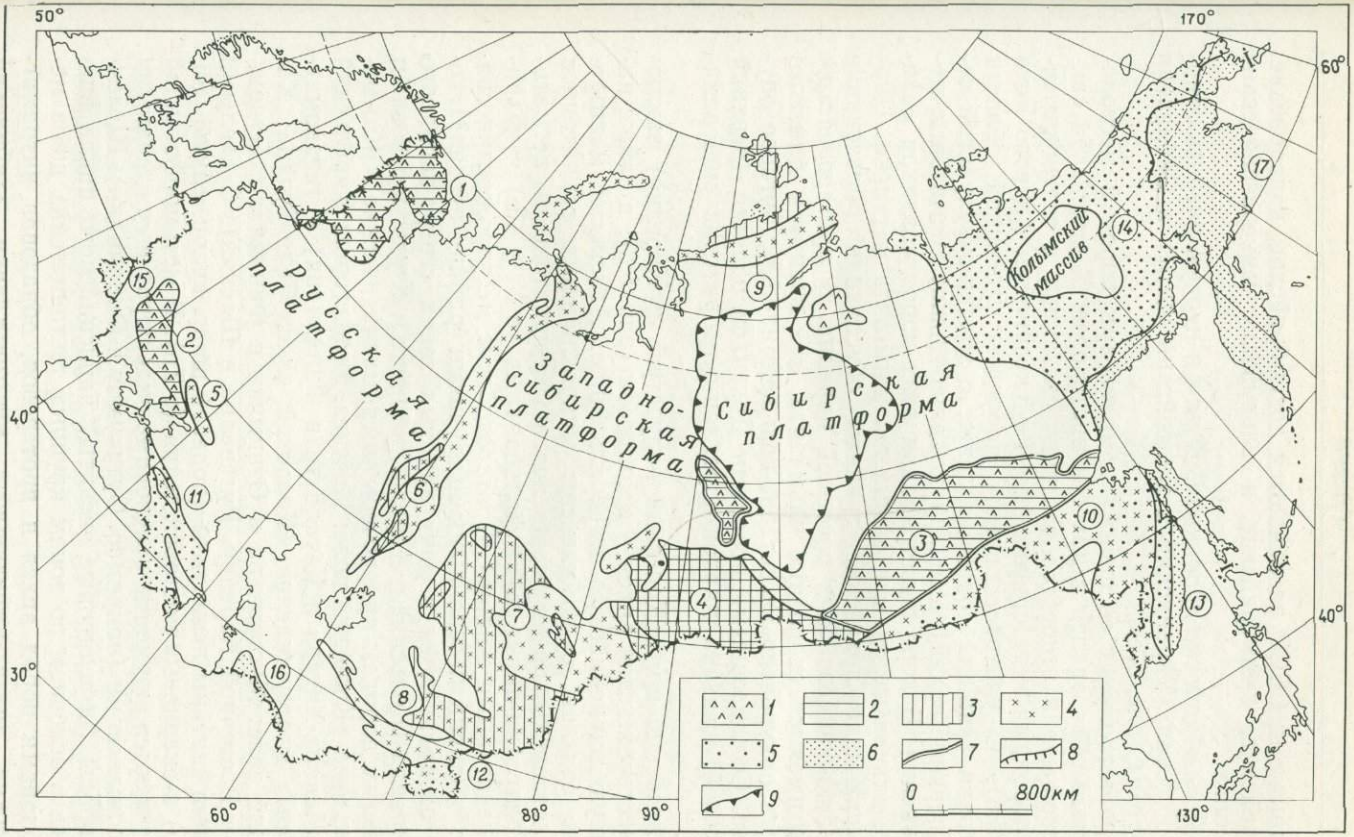


Рис. 5.7. Минерагенические провинции СССР (по В. Смирнову [6]).

Минерагенические провинции геосинклинальных циклов развития: 1 — архейские, *2* — протерозойские, *3* — каледонские, *4* — варисцийские, *5* — киммерийские, *6* — альпийские. *Минерагенические провинции платформенных циклов развития: 7* — варисцийские, *8* — киммерийские; *9* — область распространения траппов.

Минерагенические провинции (цифры в кружках): *докембрийские: 1* — Балтийский щит, *2* — Украинский щит, *3* — южная часть Алдан-Анабарского щита; *каледонские: 4* — Алтае-Саянская зона; *варисцийские: 5* — Донбасс, *6* — Урал, *7* — Казахстан, *8* — Средняя Азия (Тянь-Шань), *9* — Таймыр, *10* — Забайкалье; *киммерийские: 11* — Кавказ, *12* — Памир, *13* — Приморская провинция, *14* — Верхоянско-Колымская провинция; *альпийские: 15* — Карпаты, *16* — Копет-Даг, *17* — Дальний Северо-Восток.

на территории СССР различаются докембрийские, каледонские, варисцийские, киммерийские и альпийские минерагенические провинции.

а. Докембрийские провинции. К ним в первую очередь относятся Русская (Украинский и Балтийский щиты) и Сибирская платформы (рис. 5.7).

Украинский щит со своими комплексами пород и месторождениями образовался в архее и протерозое. К *архейской* саксаганской серии относятся частично связанные с зеленокаменными породами метаморфогенные Fe-джеспилиты Кривого Рога (*рис. 5.8*). С *ультраосновными породами Донецкой области* и Подолии (нижний архей), а также с конско-бузулукской серией (верхний архей) ассоциируются небольшие хромитовые месторождения. В коре выветривания этих пород возникли силикатные никелевые руды и скопления магнезита и талька. Цирконсодержащие архейские граниты обусловили образование мезозойско-кайнозойских россыпей циркона. В *протерозойском* габбро имеются скопления ильменита, а к гранитам близкого возраста приурочено касситерит-вольфрамит-колумбитовое оруденение. Со *щелочными породами Донецкой области* (верхний протерозой) связана циркон-пирохлор-флюоритовая минерализация.

Балтийский щит (Кольский полуостров и Карелия) заключает месторождения архея и протерозоя (рис. 5.8), а также наложенную варисцийскую минерализацию. *Архейские* месторождения связаны с комплексом микроклиновых гранитоидов и представлены преимущественно полевошпатовыми пегматитами, пирротин-пиритовыми фальбандами (с Ni и Co) и кварц-молибденитовыми жилами. *Протерозойские* месторождения связаны с обширными основными интрузиями (ранняя стадия?), которые располагаются в двух крупных зонах северо-западного простирания (Кольский и Карельский пояса). К ультраосновным и основным породам приурочены интрамагматические Ni-Cu-месторождения (Кольский пояс: Печенга, Мончегорск; Карельский пояс: Макола-Хитура и Каталахти в Финляндии) и титаномагнетитовые месторождения (Кольский пояс: Сала-Тундра; Карельский пояс: Муставаара и Отанмяки в Финляндии, Пудожгорск в Восточной Карелии, Рутаваара в Швеции). С кислыми породами связаны пегматиты (полевой шпат, кварц, слюда, Sn, W, Mo) и скарновые месторождения (с Zn). В метаморфогенной серии имеются формации зеленокаменных пород с сульфидными месторождениями (например, Оутукумпу в Финляндии). Щелочные породы (нефелиновые сиениты) варисцийского цикла внедрились в основном по зонам крупных тектонических швов между блоками пород архея и протерозоя, образовав интрамагматические апатит-нефелиновые месторождения (хибинский

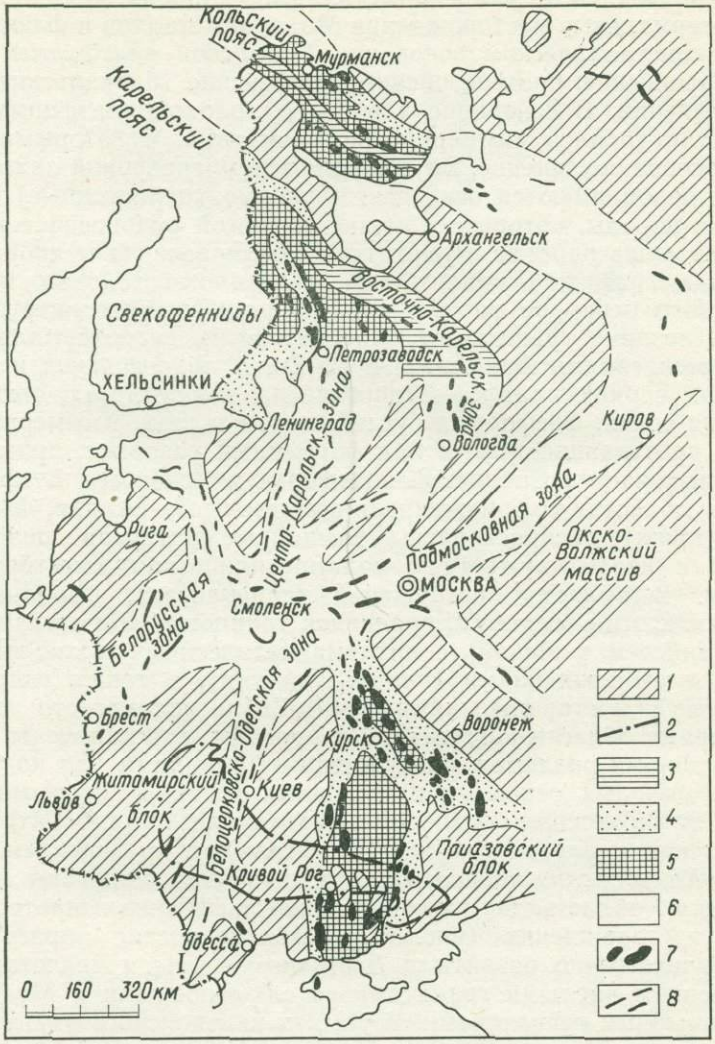


Рис. 5.8. Докембрийские структуры и железорудные провинции Русской платформы (по Г. Каляеву [67]).

1 — архейские платформенные области, *2* — границы Украинского щита. *Раннепротерозойские орогенные области (карелиды): 3* — эвгеосинклинальные области, *4* — миогеосинклинальные области, *5* — антиклинальные области, *6* — нерасчлененные орогенные зоны, *7* — железорудные формации (отчасти в виде магнитных аномалий), *8* — магнитные аномалии (предполагаемые железорудные формации и серии основных пород под осадочным чехлом).

тип), пегматиты с редкими металлами, карбонатиты, а также гидротермальные месторождения Mo, полиметаллов и флюорита.

В кристаллическом основании *Сибирской платформы* известны архейские, протерозойские и рифейские (байкальские) месторождения. В основание и в более молодой платформенный чехол внедрились киммерийские магматиты, с которыми связано особое оруденение. Внутри высокотемпературной *архейской* серии пород имеются основные и кислые (палингенные) эруптивные породы, которые отличаются убогой рудоносностью, содержат лишь простые пегматиты и метаморфические скопления корунда, графита и силлиманита. Для *протерозойского* и байкальского периодов характерны габбро-норитовые интрузии и более поздние гранитоиды с пегматитами, гидротермальными месторождениями Au, Cu-Mo и Pb-Zn. В *палеозойских* и *мезозойских* сериях платформенного чехла присутствуют месторождения солей, фосфоритов, углей, нефти и газа. Киммерийский цикл, протекавший уже в платформенных условиях, проявился в разных частях Сибирской платформы по-разному. В приподнятых областях с обнаженным фундаментом (Алдан, Енисейский кряж) распространены трещинные интрузии щелочных пород с кварц-золотыми и полиметаллическими месторождениями. В областях погружения (синеклизах), выполненных палеозойскими осадками, проявился траповый магматизм (между Енисеем и Леной) с интрамагматическими медно-никелевыми месторождениями (норильский тип), а также гидротермальными месторождениями Fe-Pb-Zn и исландского шпата. Обширные области воздыманий и прогибов разграничены крупными зонами разломов, послужившими каналами для поднятия более молодых основных и щелочных магм, с которыми связаны алмазоносные кимберлитовые трубки и карбонатитовые комплексы с флогопитом и редкометальным оруденением.

б. Каледонские провинции. Эти провинции включают *Алтае-Саянскую* область, где имеются также рифейские и протерозойские месторождения (рис. 5.7). Докаледонские образования преимущественно развиты в *Восточном Саяне* и представлены в основном кислыми гранитами со слюдоносными и Mo-W-Sn-содержащими пегматитами. В рамках каледонского цикла (геосинклинальный тип В, или фемическо-сиалический тип) особенно в Западном Саяне в течение ранней стадии (кембрий—ордовик) образовались вулканогенные спилит-кератофировые формации с медными месторождениями, перидотитовые и габбровые массивы с Cr-Pt-, Ni-Fe-Cu- и Ti-Fe-месторождениями, а также с месторождениями асбеста, талька и магния и плагиограниты с контактово-метаморфическими месторождениями железа и золота. В среднюю стадию (ордовик—нижний силур) внедрились кислые граниты с пегматитами и молибден-воль-

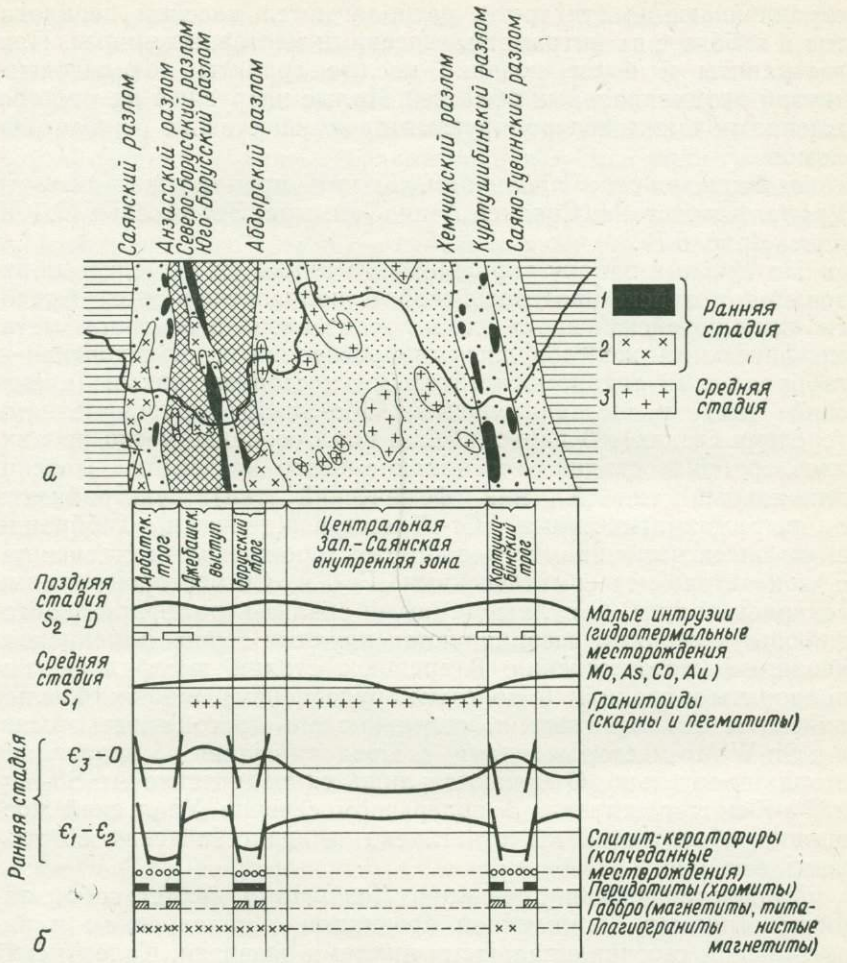


Рис. 5.9. Минерагеническая схема Западного Саяна (по В. Смирнову [6]).

а — схема геологического строения вдоль реки Енисей; *б* — схема эволюции каледонской геосинклинали. *1* — перидотиты и габбро, *2* — плагиограниты, *3* — граниты.

фрамовыми скарновыми месторождениями. Для поздней стадии (верхний силур—девон) характерны субсеквентные малые интрузии с Mo-, As-, Cu- и Au-месторождениями.

В пределах *Западного Саяна* установлена четкая минерагеническая зональность (рис. 5.9). В то время как к геосинклинальным трогам северной и южной окраин Западного Саяна приурочены вулканогенные спилит-кератофировые формации с колчеданными месторождениями, вдоль глубинных разломов,

ограничивающих эти троги, располагаются массивы перидотитов и габбро с их интрамагматическими месторождениями. Плагиограниты и более поздние кислые граниты локализованы внутри антиклинальных областей. Малые интрузии с их месторождениями также контролируются преимущественно зонами разломов.

в. Варисцийские провинции. К ним принадлежат области Урала, Казахстана, Средней Азии, Таймыра, Забайкалья и Донбасса (рис. 5.7).

На *Урале* к началу варисцийского цикла уже имелись образования архейско-протерозойской и каледонской эпох. Архейско-протерозойская эпоха здесь представлена в основном метаморфическими железорудными образованиями, каледонская — габброидными титаномагнетитовыми месторождениями (кусинский тип) и незначительными Mo-Sn-Bi-рудопроявлениями (средняя стадия). В варисцийский цикл особенно четко проявилась ранняя стадия геосинклинального развития (геосинклинальный тип А, или фемический тип): ультрабазиты с интрамагматическими Cr-Pt-месторождениями, габброиды с титаномагнетит-ильменитовыми месторождениями и сиениты с контактово-метасоматическими Fe- и Cu-месторождениями (скарновый тип). С вулканогенными спилит-кератофир-альбитофировыми сериями ассоциируются крупные серно- и медноколчеданные месторождения. В среднюю стадию внедрились гранодиориты и граниты (с золотым оруденением), а также кислые аляскиты (с пегматитами, содержащими драгоценные камни, и с Sn-W-Mo-месторождениями). Поздняя стадия не проявилась столь значительно. Отмечаются лишь спорадические Au-Sb-Hg- и Ba-F-месторождения. В поперечном сечении Уральской провинции обнаруживается отчетливая минерагеническая зональность (см. рис. 2.34).

Минерагеническая провинция *Казахстана* являет собой типичный пример бицикличной провинции с каледонским и варисцийским геосинклинальными циклами развития. Каледонский цикл преимущественно проявился в Западном Казахстане (рис. 5.7): ранняя стадия (основные и кислые интрузии, спилит-кератофировые серии), иногда с золотосодержащими колчеданными месторождениями; средняя стадия (граниты) с мелкими олово-вольфрамовыми рудопроявлениями; поздняя стадия (малые интрузии) с золото-кварцевыми месторождениями. Таким образом, для каледонской эпохи Казахстана характерны прежде всего месторождения золота.

Варисцийский цикл в Западном и Центральном Казахстане протекал в переходных условиях (миогеосинклиналь), тогда как в Восточном Казахстане в это время была нормальная геосинклинальная обстановка (геосинклинальный тип С, или сиаличе-

ско-фемический тип). Несмотря на эти геотектонические различия, во всех частях Казахстана во время варисцийского цикла возникли весьма сходные по составу интрузии и проявления минерализации: в раннюю стадию — небольшие ультраосновные и основные массивы и локальные участки, обогащенные хромитом; в среднюю стадию (верхний карбон) — два ряда гранитных интрузий, небольшие Fe-Cu-Mo-Co- и Pb-Zn-месторождения, а также более молодые пегматиты и Sn-W-Mo-месторождения; в позднюю стадию (пермь) — субсеквентные альбитофиры и гранит-порфиры с крупными Cu-Pb-Zn-Ag- и мелкими золото-кварцевыми месторождениями. В Западном и Центральном Казахстане региональная зональность отсутствует. Варисцийские месторождения здесь приурочены к крупным перекрывающимся тектоническим расколам. В Западном Казахстане, напротив, наблюдается очень отчетливая зональность (семь поясов месторождений с Mo-W, Sn-W, Au и Cu-Pb-Zn-Ag-Au).

В *Средней Азии* (*Тянь-Шань*) ее северная и центральная части представляют собой также бициклические провинции с каледонскими и варисцийскими месторождениями (геосинклинальный тип В, или фемическо-сиалический тип), в то время как в Южном Тянь-Шане и на Памире в основном развиты проявления варисцийского цикла с небольшим наложением мезозойских образований (геосинклинальный тип С, или сиалическо-фемический тип; рис. 5.7 и 2.36). В Северном и Среднем Тянь-Шане распространены каледонские гранитоиды с контактово-метасоматическими месторождениями железа и золота, а также более поздние граниты с пегматитами, олово-молибденовыми рудопроявлениями и небольшими месторождениями свинца и цинка. В раннюю стадию варисцийского цикла сформировались небольшие массивы ультрабазитов и базитов с Cr- и Ni-Fe-Co-рудопроявлениями, в среднюю стадию — умеренно кислые граниты с W-As-Pb-Zn- и Sn-Mo-месторождениями и в позднюю стадию — субсеквентные малые интрузии и Cu-Pb-Zn-, Bi- и флюоритовые месторождения. Более молодая Sb-Hg-минерализация, главным образом в Южном Тянь-Шане, возможно, относится уже к мезозою.

г. Киммерийские провинции. К наиболее значительной минерагенической провинции этого орогенного цикла в пределах СССР относится *Забайкальско-Приморская* провинция (Монголо-Охотская складчатая область). Для геологического развития этой области определяющими были также варисцийский и альпийский орогенезы. Район распространения варисцийского орогенеза с его месторождениями лежит к западу от хребта Сихотэ-Алинь. Этот район полностью перекрывается площадью развития киммерийского орогенеза, которая протягивается к востоку вплоть до Приморской зоны Сихотэ-Алиня (геосинклинальный

тип D, или сиалический тип). Центральная зона Сихотэ-Алиня в свою очередь перекрывается областью распространения альпийских месторождений, которая распространяется в восточном направлении и охватывает побережье Приморья, остров Сахалин и Курилы (рис. 5.7).

Варисцийский цикл в среднюю стадию проявился образованием гранодиоритов и более поздних гранитов, с которыми связаны контактово-метасоматические месторождения железа, а также Sn-Mo, Au и флюорита. В течение киммерийского цикла

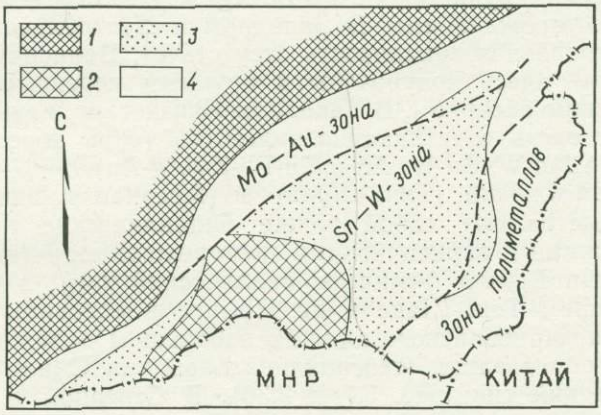


Рис. 5.10. Минерагеническая зональность в Восточном Забайкалье (по В. Смирнову [6]).

1 — область домезозойской складчатости (юго-восточный край Сибирской платформы); *2* — Агинский массив; *3* — центральная часть мезозойской геосинклинали; *4* — краевые части мезозойской геосинклинали.

также в среднюю стадию (средняя юра) произошло внедрение кислых гранитов с пегматитами, грейзеновыми и жильными месторождениями с оловом и вольфрамом. В позднюю стадию (нижний мел) еще раз внедрились умеренно кислые гранитоиды, с которыми связаны месторождения Mo-Au, Pb-Zn и As. Альпийский цикл в основном проявился в восточной части области формированием многофазных интрузий (диоритов, гранит-порфиров), которые сопровождаются Sn-W-месторождениями, а также гидротермальными месторождениями Au, Pb-Zn, W-Sb-Hg (ферберит-антимонит-киноварный тип) и флюорита.

В некоторых частях Забайкальско-Приморской провинции в расположении отдельных групп месторождений обнаруживается четко выраженная минерагеническая зональность. Типичным в этом отношении является *Восточное Забайкалье*, где еще С. Смирнов [110] наметил три рудных пояса (рис. 5.10): центральный пояс — Sn-W-оруденение в области внутренней зоны

киммерийской геосинклинали; Au-Mo-пояс в области северной периферической зоны и полиметаллический пояс в области южной периферической зоны этой геосинклинали.

В *Южном Приморье* Е. Радкевич выделяет с запада на восток следующие минерагенические зоны (рис. 5.11):

I — Западный рудный пояс с варисцийскими и киммерийскими гранитами и минерализацией (*Iа* — Au-зона, *Iб* — варисцийская Sn-W-зона);

II — Центральный рудный пояс с киммерийскими и альпийскими гранитоидами и минерализацией (*IIа* — Sn-зона, *IIб* — Sn-W-Au-зона);

III — Восточный рудный пояс также с киммерийскими и альпийскими гранитоидами и минерализацией (*IIIа* — Sn-W-Au-зона, *IIIб* — Sn-зона Сихотэ-Алиня, *IIIв* — Sn-Pb-Zn-Sb-Hg-зона побережья).

д. Альпийские провинции. Эти провинции типичны прежде всего для Дальнего Северо-Востока и Кавказа; менее значительны они для Карпат, Копет-Дага и Памира (рис. 5.7).

На *Дальнем Северо-Востоке* выделяется Верхояно-Колымская киммерийская орогенная область и Карякско-Камчатская альпийская складчатая зона (рис. 5.12). Принимая во внимание характер орогенного развития (проявление киммерийского и альпийского орогенезов), всю эту территорию следует рассматривать как бициклическую минерагеническую провинцию (геосинклинальный тип D, или сиалический тип). Для киммерийского цикла характерно отсутствие активности в раннюю стадию. В среднюю и позднюю стадии (юра—мел) проявился позднеорогенный и субсеквентный кислый магматизм с уникальным золотым оруденением (Колымский район), а также с более поздними Sn-W-Mo-(Pb-Zn)-месторождениями. Альпийский цикл развития на Дальнем Северо-Востоке невозможно расчленить на классические геосинклинальные стадии. В процессе его развития выделяются три этапа формирования кислых интрузий (мел—третичный период), из которых два первых (гранодиориты, аляскиты) сопровождаются Mo-Sn-W- и Pb-Zn-месторождениями, а третий, самый молодой (гранодиориты неогена),— месторождениями ртути. Что касается зональности, то здесь выделяются четыре рудных пояса (I—IV, рис. 5.12).

На *Большом и Малом Кавказе* различаются образования каледонской и варисцийской эпох, а также максимум орогенного развития в киммерийскую и альпийскую эпохи. Таким образом, данная территория представляет собой полициклическую минерагеническую провинцию (рис. 2.38), где варисцийский (на Большом Кавказе) и альпийский (на Малом Кавказе) этапы по характеру развития соответствуют геосинклинальному типу B (или фемическо-сиалический тип). С каледонским циклом

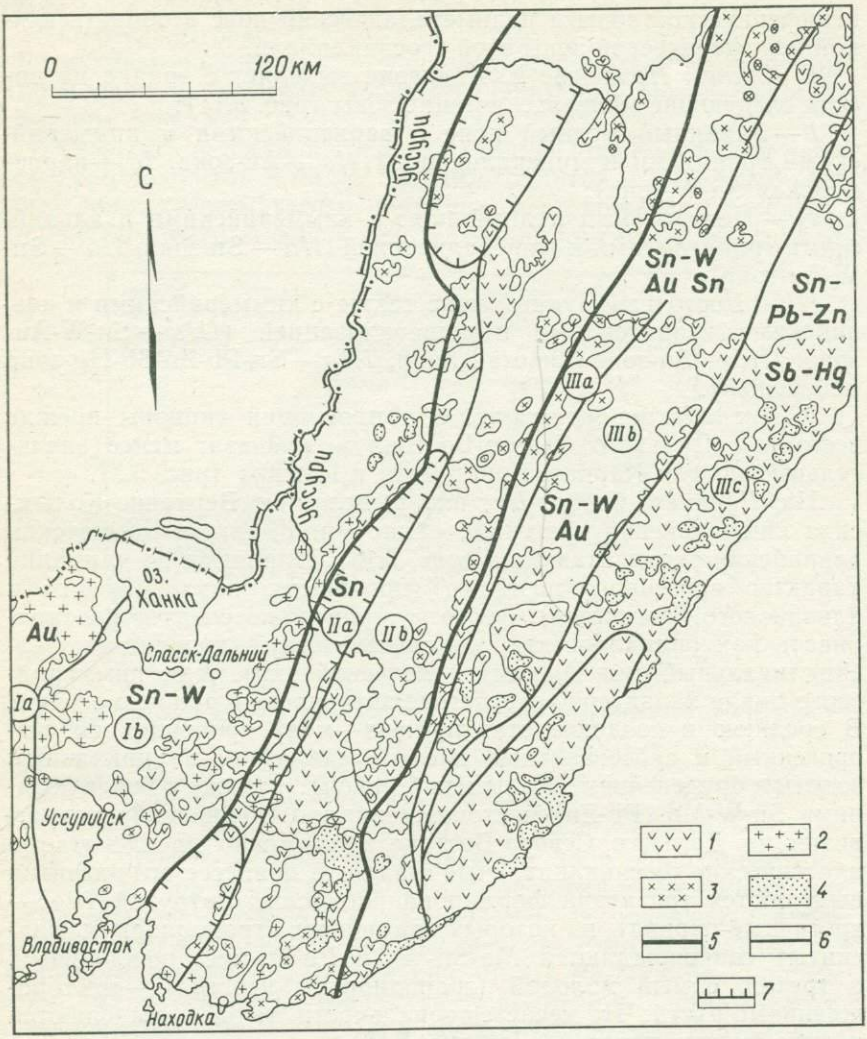


Рис. 5.11. Минерагеническое районирование Южного Приморья (по Е. Радкевич, см. [6]).

1 — верхнемеловые и третичные эффузивы; *2* — палеозойские граниты; *3* — мезозойские (юрские и верхнемеловые) граниты и частью, возможно, третичные; *4* — третичные гранитоиды; *6* — границы металлогенических зон и подзон; *7* — границы тектонических структур (прогибов и поднятий).

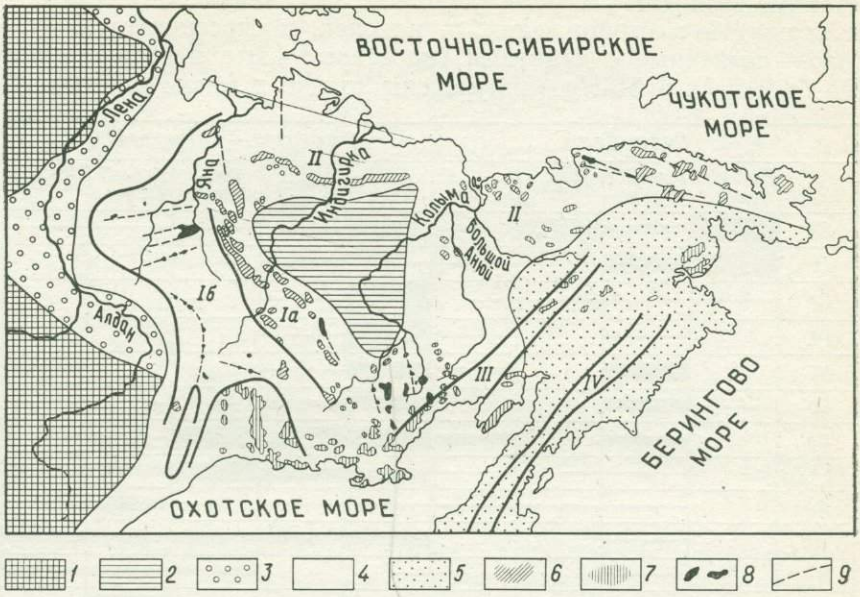


Рис. 5.12. Минерагенические провинции Дальнего Северо-Востока СССР (по В. Смирнову [6]).

1 — Сибирская платформа; *2* — Колымский массив; *3* — Верхоянский краевой прогиб; *4* — Верхояно-Чукотская область киммерийской складчатости; *5* — Корякская и Камчатская области альпийской складчатости; *6* — Колымские складчатые батолитические массивы калиевых гранитов (верхнеюрских); *7* — Охотские посткинетические массивы гранитоидов (нижний — верхний мел); *8* — посткинетические массивы ультракислых гранитов омсукчанского типа (верхний мел — палеоцен); *9* — разрывы, контролирующие интрузивы омсукчанских гранитов.

Iа — золотой пояс Западной субпровинции; *Iб* — оловянный пояс Западной субпровинции; *II* — золото-оловянный пояс Северной субпровинции; *III* — молибденовый пояс Восточной субпровинции; *IV* — ртутный пояс Крайневосточной субпровинции.

связаны небольшие месторождения Cr, Ni, Cu и Sn-Mo-W-As-Au. В варисцийский цикл образовались Cr-, Ni- и Ti-месторождения (инициальный магматизм), а также Sn-W-Mo- и Pb-Zn-месторождения (кислый магматизм). Киммерийский цикл ознаменовался усилением рудообразования (прежде всего на Малом Кавказе, рис. 2.35): в раннюю стадию сформировались субмаринные серноколчеданные месторождения, в меньшей мере рудопроявления Cr, Ni-Fe, Ti; в среднюю стадию — W-Mo-месторождения (Тырныауз); в субсеквентную стадию — месторождения Pb-Zn (Садон), Cu-Pb-Zn (Кафан в Армянской ССР) и Ba (Закавказье). Центр тяжести альпийской минерализации приходится на Малый Кавказ. В раннюю стадию здесь образовались вулканогенные серно- и медноколчеданные месторождения; с сиенитами было связано Fe-Cu-Co-оруденение; в среднюю

стадию возникли ассоциирующиеся с гранитоидами Cu-Mo-, а также Mo-месторождения, и, наконец, в субсеквентную стадию — связанные с дацитами гидротермальные месторождения Pb-Zn, Au-As и Sb-Hg (приурочены только к зонам разломов).



Рис. 5.13. Распределение элементов по минерагеническим провинциям СССР (по Н. Семененко, см. [250]).

Общий обзор минерагенических провинций СССР с их характерными комбинациями химических элементов дан на рис. 5.13. Можно отчетливо видеть направленность в формировании вещественного состава полезных ископаемых в зависимости от возраста и геотектонического строения провинций.

5.3. Минерагенические зоны одной страны (на примере ГДР) [1]

5.3.1. Тектоно-минерагеническое расчленение ГДР

Минерагеническое районирование ГДР в основном определяется варисцийским циклом орогенного и последующего платформенного развития, которые оказали решающее влияние на

[1] Авторы очень признательны К.-Б. Юбицу, С. Лехельту, В. Нёльдеке, Г. Рёллигу, К. Шмидту, Э. Шрёдеру и Г. Швабу за просмотр этой главы и ценные замечания.

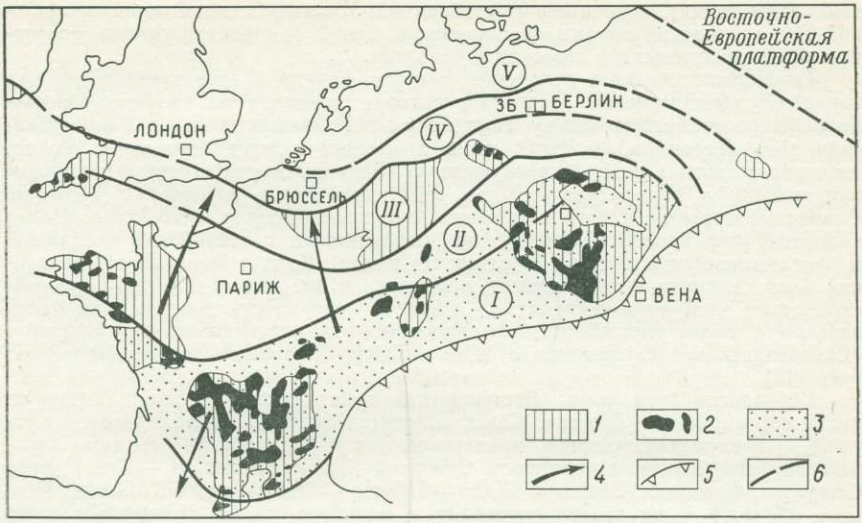


Рис. 5.14. Центральноевропейские варисциды и их расчленение на минерагенические зоны.

1 — палеозойский консолидированный фундамент; *2* — варисцийские граниты; *3* — области варисцийского метаморфизма; *4* — направление орогенических движений; *5* — альпийский надвиг; *6* — границы варисцийских геотектонических и минерагенических зон. *I* — Молданубская зона (Au, Sb); *II* — Саксоно-Тюрингская зона (Sn, полиметаллы); *III* — Реногерцинская зона (Fe, Cu, полиметаллы); *IV* — Субварисцийская зона; *V* — Форланд.

геологическое строение Центральной Европы. Поскольку в качестве основы для выделения минерагенических единиц служат геотектонические единицы, то минерагеническое расчленение территории ГДР можно проводить, исходя из структуры Центральной Европы.

По Ф. Коссмату [260] и Г. Штилле [383], варисциды Центральной Европы подразделяются на четыре главные зоны (рис. 5.14):

Молданубская зона представляет собой центральный массив в пределах варисцийской орогенной области, преимущественно состоящий из доварисцийских частей. Они характеризуются проявлениями докембрийского орогенеза (ассинтского и доассинтского), сильной метаморфической переработкой (вплоть до образования гранулитовой фации) и анатексисом.

Саксоно-Тюрингская зона охватывает большую часть юга ГДР и протягивается в виде полосы шириной приблизительно 150 км в юго-западном направлении через ФРГ во Францию. К востоку она продолжается в Судетах (Лугикум). В пределах ГДР к Саксоно-Тюрингской зоне принадлежат расположенная на юго-востоке антиклинальная зона Сосновых и Рудных гор, примыкающая к ней с северо-запада Центральная зона Саксонии и Тюрингии, состоящая из нескольких синклинориев и антиклинориев, и Среднегерманское поднятие (рис. 5.16). Южную границу с Молданубской зоной (Чешский массив) образует линеамент Огрже (Эгер). Саксоно-Тюрингская зона состоит из докембрийских и палеозойских пород, которые претерпели общую деформацию в течение варисцийского тектоногенеза. Промежуточное положение

этой зоны между относительно стабильной Молданубской и высокомобильной Реногерцинской зонами обусловливает целый ряд специфических особенностей ее геологического строения и развития.

Реногерцинская зона примыкает с северо-запада к зоне кристаллических пород Среднегерманского поднятия, которая возникла из интрагеоантиклинали, располагавшейся между Тюрингским и Рейнским трогами. Реногерцинская зона состоит из мощных толщ девонских и каменноугольных пород, интенсивно смятых в варисцийскую эпоху. Зона вытянута в северо-восточном направлении в виде узкой полосы, следующей через Арденны и Рейнские Сланцевые горы до Гарца и области Флехтинген-Рослауского блока. Далее к востоку она продолжается в виде предсудетских палеозойских отложений и прослеживается вплоть до Моравии и Силезии. Гарц и Флехтинген-Рослауский блок являются единственными областями в пределах ГДР, где палеозойские серии этой зоны выходят на дневную поверхность. Большая их часть перекрыта более молодыми послеварисцийскими платформенными осадками (Субгерцинская и Тюрингская мульды и Северо-Германско-Польская впадина, рис. 5.19).

Субварисцийская зона (Вестфальская зона) образует самую северную часть варисцийского орогена. Сюда относится внешняя, типа краевого прогиба, зона варисцид, частично представленных паралическими осадками верхнего карбона. Эта зона тянется из Северной Англии (Бристоль — Кент) через Северную Францию, Бельгию (Кале — Намюр — Льеж) в ФРГ (Ахен, Рурская область) и на севере переходит в широкую, слабо деформированную область Форланда. Северо-восточнее Субварисцийская зона прослеживается уже в пределах ГДР и далее уходит на территорию Польской Народной Республики (район Верхней Силезии, Краков).

Форланд центральноевропейской области развития варисцийских отложений состоит из комплексов, претерпевших консолидацию уже в каледонскую и докембрийскую эпохи.

Из-за мощного осадочного покрова Северо-Германско-Польской впадины, являющейся частью Центральноевропейской синеклизы, характер геотектонического расчленения севера Центральной Европы все еще не полностью выяснен. Последние данные бурения показали, что в районе островов Рюген и Узедом, а также на прилегающих частях суши на глубине залегают толщи, консолидированные в каледонскую эпоху, которые на юге, по всей вероятности, простираются вплоть до Росток-Грамцевского глубинного разлома [48] (рис. 5.19). Восточно-Эльбский погребенный массив можно рассматривать как срединный докембрийский массив внутри палеозойской складчатой зоны; однако существуют и другие точки зрения.

Варисцийская орогенная область в пределах ГДР обладает ярко выраженным альпино- и германотипным характером деформации. Интенсивную складчатость и рассланцованность обнаруживают палеозойские сланцы в Гарце, в Восточной Тюрингии и Фогтланде, а также в краевых участках Рудных и Гранулитовых гор, в зоне долины Эльбы и в Лаузице. Несколько меньшие дислокации испытала область Флехтингенского блока. Общее направление простирания западнее линии Эльбы ЮЗ—СВ («рудногорское»), в зоне долины Эльбы, напротив, СЗ—ЮВ («герцинское»). Высокометаморфизованные комплексы Рудных и Гранулитовых гор образуют брахиантиклинали, или «купола». Как в отношении ориентировки структурных элементов, так и по характеру общего строения имеются существенные различия между кристаллическими ядрами, состоящими преимущественно

из докембрийских серий, и областями развития палеозойских сланцев (тектоническое строение по этажам [362]).

Большое значение имеют разрывные структуры (СВ—ЮЗ, С—Ю, СЗ—ЮВ), которые ограничивают горсты, грабены и повернутые глыбы разных порядков и обусловливают вертикальные и горизонтальные перемещения. Образование современной структуры данной площади, в региональном плане расположенной как в пределах Средиземноморско-Мьёзенской зоны Г. Штилле, так и на юго-западном краю Восточно-Европейской платформы, было длительным и происходило в течение мезозоя и кайнозоя. Определенные процессы варисцийского магматизма и связанного с ним рудообразования уже контролировались этими нарушениями. Постварисцийская («саксонская») разрывная тектоника оказала решающее влияние на более поздние процессы формирования месторождений полезных ископаемых.

Варисцийский складчатый фундамент перекрыт платформенным чехлом в основном в северной части ГДР. Фациальные, палеогеографические и структурные критерии позволяют проводить различия между варисцийскими геосинклинальными и молассовым и постварисцийским платформенным комплексами. Принято считать, что начало платформенной стадии в области центральноевропейских варисцид знаменовалось отложением цехштейна. Хотя крупные геотектонические структурные зоны отличаются разнообразием проявлений рудной минерализации, в их пределах все-таки можно выделить конформные минерагенические зоны. Так, для Молданубской зоны характерна концентрация таких элементов, как Au-Mo-Sb-(Te), для Саксоно-Тюрингской зоны — Sn-W, Zn-Pb-Ag, а также U, для Реногерцинской зоны — Fe, Cu-Pb-Zn. В постварисцийских платформенных отложениях имела место прежде всего концентрация Cu-Ag-Pb-Zn, эвапоритов, Fe и углеводородов, а также шло образование лимнических углей, в то время как с разрывными структурами была связана F-Ba, Fe-Mn- и Bi-Cu-Ni-Ag-(U)-минерализация. В течение варисцийской молассовой и следующей за ней платформенной стадий приподнятые области варисцийских пород подвергались глубокой пенепленизации под влиянием процессов выветривания, при этом локально могло происходить накопление определенных видов полезных ископаемых (кварцевые пески, коалиновые глины, концентрация Ni-(Mg-Fe), образование россыпей тяжелых минералов).

5.3.2. Минерагенические этажи (эпохи) на территории ГДР

В соответствии с методикой минерагенического анализа (гл. 3) для минерагенического районирования определенной территории прежде всего необходимо выделение геолого-тектони-

ческих этажей. Они могут быть соотнесены с соответствующими «минерагеническими этажами» (временно́е минерагеническое районирование).

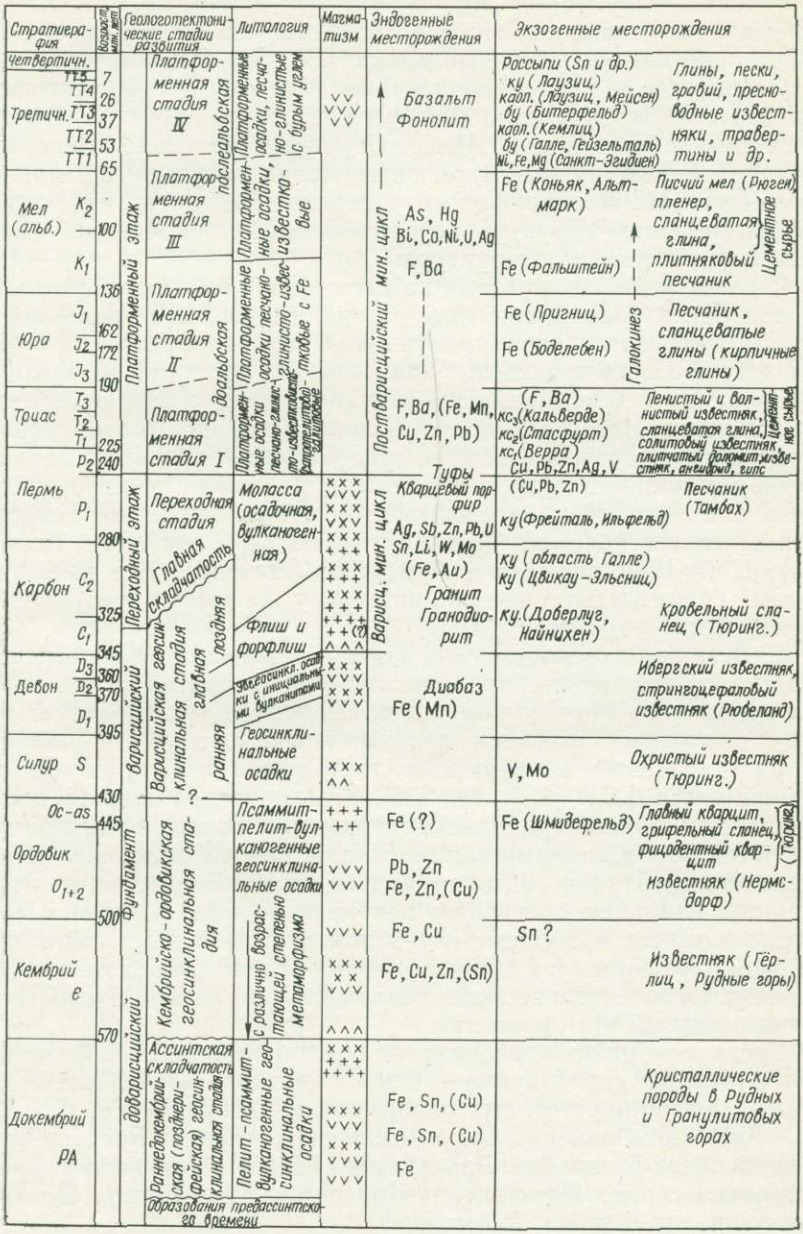
На рис. 5.15 дана схема расчленения территории ГДР на минерагенические этажи, составленная на основании геолого-тектонического строения Центральной Европы и с учетом новейших представлений [288, 397, 359, 162 и др.]. При этом отправными моментами служили основные признаки стадий геолого-тектонического развития и относящиеся к этим стадиям стратиграфо-литологические образования.

а. Докембрийский этаж. Внутри серий докембрийских пород можно выделить образования, соответствующие двум крупным этапам развития (раннепротерозойский и позднепротерозойский, или рифейский) и задокументированные в гнейсовых формациях Рудных гор, в более древних ярусах Руларского кристаллического массива, в лептитовом фундаменте Гранулитовых гор и в граувакк-сланцевой формации Лаузица, Северной Саксонии и Тюрингии [176, 236, 240, 309, 310]. Если по поводу минерагенической оценки более древнего, предположительно протерозойско-раннерифейского этапа развития (≈доспилитовая серия) в настоящее время еще ничего определенного сказать нельзя, то о более молодом позднерифейском этапе (≈спилитовая и послеспилитовая серии) получены новые минерагенические данные [154, 239, 424, 162 и др.].

Говоря о позднерифейском этапе, следует иметь в виду особый геосинклинальный (орогенный) цикл, который завершился ассинтской складчатостью. Однако он не везде отчетливо проявлен [151, 152]. Минерагеническое значение отдельных формаций пород различно. Если широко распространенная граувакковая формация, сходная с флишевыми сериями и ранними молассами варисцид, минерагенически слабо специализирована, то в пределах пресницкой серии Рудных гор, напротив, отмечается повышение концентрации вещества полезных ископаемых. Предположительно эвгеосинклинальная пресницкая серия состоит из литологически очень гетерогенных отложений, которые характеризуются чередованием вулканогенных и осадочных пород. С породами, к настоящему времени очень сильно метаморфически преобразованными (амфиболиты, порфироиды, слоистые крас-

Рис. 5.15. Схема, поясняющая поэтажное минерагеническое расчленение территории ГДР (составлена по данным Г. Тишендорфа и др. [401], К. Шмидта и З. Лехельта [359], Л. Баумана и Г. Тишендорфа [162] и О. Вагенбрета [419]).

1 — основные эффузивы; *2* — кислые и средние эффузивы; *3* — основные интрузивы; *4* — кислые и средние интрузивы; *ку* — каменный уголь, *бу* — бурый уголь, *кс* — калийные соли, *каол* — залежи каолина.


Стратиграфия
Возраст млн. лет
Геологотектонические стадии развития
Литология
Магматизм
Эндогенные месторождения
Экзогенные месторождения
Четвертичн.
Третичн.
Мел (альб.)
Юра
Триас
Пермь
Карбон
Девон
Силур
Ордовик
Кембрий
Докембрий
Платформенный этаж
Переходный этаж
Фундамент
Платформенная стадия IV
Платформенная стадия III
Платформенная стадия II
Платформенная стадия I
Варисцийская геосинклинальная стадия главная поздняя
Кембрийско-ордовикская геосинклинальная стадия
Байкальская складчатость
Ассинтская складчатость
Базальт
Фонолит
As, Hg
Bi, Co, Ni, U, Ag
F, Ba
F, Ba, (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb)
Туфы
Кварцевый порфир
Ag, Sb, Zn, Pb, U
Sn, Li, W, Mo
(Fe, Au)
Гранит
Гранодиорит
Диабаз
Fe (Mn)
Fe (?)
Pb, Zn
Fe, Zn, (Cu)
Fe, Cu
Fe, Cu, Zn, (Sn)
Fe, Sn, (Cu)
Fe
Постварисцийский мин. цикл
Варисц. мин. цикл
Галогенез
Россыпи (Sn и др.)
Глины, пески, гравий, пресноводные известняки, травертины и др.
Песчаник, сланцеватые глины (кирпичные глины)
Песчаник (Тамбах)
Кровельный сланец (Тюринг.)
Ибергский известняк, стринговцефаловый известняк (Рюбеланд)
Охристый известняк (Тюринг.)
Известняк (Гёрлиц, Рудные горы)
Кристаллические породы в Рудных и Гранулитовых горах
1
2
3
4

ные гнейсы, хлоритовые сланцы, метаграувакки, известковистые доломиты, двуслюдяные гнейсы), связаны многочисленные стратиформные концентрации металлов (Fe, Sn, Cu: магнетитовые и сульфидные залежи в Пшисечнице-Меденце, в «фельзитовом горизонте» Хальсбрюке, в Вольфсгрунде близ Сайда, в Боден-Нидершмидеберге и др.). Пластообразные, частично тонко импрегнированные рудные горизонты могут тянуться на многие километры. Их метаморфическая переработка часто приводила к формированию структур переотложения (образование «скарнов», эпигенетические структуры).

В конце рифейского этапа во время ассинтской складчатости образовались гранодиоритовые магмы (лаузицкий гранодиоритовый анатектит, западнолаузицкий гранодиорит), которые вследствие своего происхождения из геохимически слабо специализированных докембрийских граувакк были минерагенически стерильными. Несколько более древние (приблизительно раннеассинтские) восточнолаузицкие гранодиориты, очень сходные по составу с западнолаузицкими, также не имели минерагенического значения. К раннеассинтскому этапу, вероятно, должны принадлежать красногнейсовые гранитоиды Гласбаха (Тюрингия), Цейц-Вейсенфельса и Румбурка (Лаузиц). Все вышеназванные гранитоиды также, по-видимому, не имеют минерагенической ценности [404].

б. Кембрийско-ордовикский этаж. Следующий за ассинтским орогенезом кембрийско-ордовикский этап развития снова охватил достаточно широкую площадь. Об этом свидетельствует наряду с другими фактами продолжавшееся в более позднее время проявление каледонского тектогенеза в фундаменте северной части ГДР [168, 48, 358]. Имеющиеся в южной части страны кембрийско-ордовикские формации пород, по-видимому, являются образованиями миогеосинклинальной каледонской области седиментации, которая только телекинетически находилась под влиянием орогенного центра каледонид в районе Норвегии, а также в области юго-западного края Восточно-Европейской платформы и в конце ордовика перешла без какого-либо отчетливо геотектонического завершения в варисцийский геосинклинальный этап развития.

Среди кембрийско-ордовикских геосинклинальных пород наиболее развиты серии вулканогенно-осадочного характера, с которыми ассоциируется стратиформное оруденение (Fe, Cu, Zn-Pb, Sn) (кембрийская яохимстальская серия: Брейтенбрун, Шварценберг-Вашлейте, Эльтерлейн, Гейер; ордовикская фрауенбахская серия: Клингенталь-Краслице, Ауэ—Бокау, Иоганнгеоргенштадт, Янсбах, Хермсдорф).

Докембрийские и кембрийско-ордовикские (каледонские) этажи объединяются в доварисцийский этаж.

в. Варисцийский геосинклинальный этаж. Разграничение варисцийского и доварисцийского этажей остается все еще неоднозначным. Если за начало варисцийского этапа геосинклинального развития принять границу между ордовиком и силуром, то шамозит-тюрингитовые железорудные месторождения Тюрингского Леса (Шварцбургская седловина: Шмидефельд, Виттманнсгерейт) следует рассматривать как образования каледонской «платформенной стадии» (оолитовый тип!). Приняв во внимание соотношения в пражском синклинории (связь месторождений с основными магматитами), можно говорить о первых (вулканогенно-осадочных?) образованиях ранней стадии варисцийского этапа геосинклинального развития. В качестве варисцийских эвгеосинклинальных ранних образований следует рассматривать мелководные морские черные сланцы силура в Восточной Тюрингии (углеродсодержащие кремнистые и квасцовые сланцы с V, Mo и U) [268].

Для варисцийского времени на территории ГДР следует различать два крупных тектонических элемента (рис. 5.16): геосинклинальную (орогенную) область южной и центральной частей ГДР и обширный (предположительно каледонский) консолидированный форланд варисцийской геосинклинали на севере страны [1].

В геосинклинальной области можно выделить четыре палеогеологических района (с севера на юг): Сосново-Рудногорское поднятие (как часть «промежуточного массива» в пределах Чешского блока), Тюрингский трог, Среднегерманское поднятие и Ренский трог. Минерагенические особенности данного этажа обусловлены различиями этих структурных элементов, особенно различием в развитии Тюрингского и Ренского трогов. Интрагеосинклинальное Среднегерманское поднятие делит пространство варисцийской эвгеосинклинали на две опущенные части и оказывает существенное влияние на их дальнейшее погружение, а также на седиментацию и магматизм. Ренский трог характеризуется в общем более высокой скоростью осадконакопления и относительно сильным инициальным магматизмом с вулканогенно-осадочными диабаз-кератофировыми сериями в среднем и верхнем девоне, к которому приурочено субмаринно-гидротермальное и импрегнационное Fe-(Mn)-, а также полиметаллическое оруденение типа Лан-Диль и Рио-Тинто (например, эльбингерёдский комплекс). Тюрингский трог, напротив, отличается пониженной скоростью седиментации и более слабым инициальным магматизмом. Флишевые осадки нижнего карбона в некоторых депрессиях (Фогтлендская и Цигенрюк-

[1] Оконтуривание «Восточно-Эльбского массива» произведено на основании новых данных глубинных исследований.

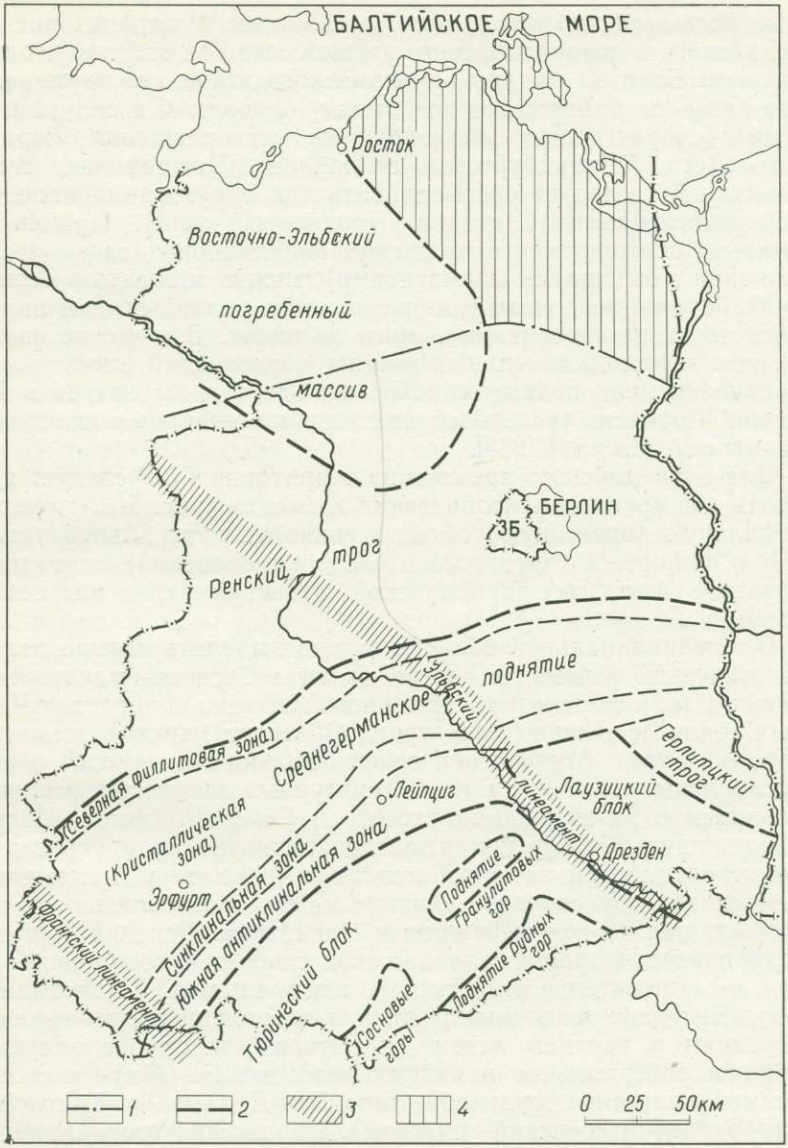


Рис. 5.16. Геолого-тектоническое районирование варисцийского геосинклинального этажа на территории ГДР (по Г. Тишендорфу и др. [401], переработано Г. Рёллигом с учетом данных В. Глушко и др. [48]).

1 — предполагаемое северное ограничение варисцийской геосинклинальной области; *2* — границы геолого-тектонических единиц в геосинклинальной и платформенной областях; *3* — зоны линеаментов; *4* — область каледонских дислокаций.

ская мульды) достигают значительных мощностей [289]. В ходе дальнейшего развития варисцийского орогенеза, достигшего своего максимума во время судетских движений на рубеже нижнего и верхнего карбона, произошло складкообразование в троговых зонах Саксонии и Тюрингии и сформировались антиклинали (Сосново-Рудногорская, Восточно-Тюрингско-Среднесаксонская, а также Южно-Тюрингско-Северо-Саксонская антиклинальные зоны). В противоположность этому во время субсеквентной стадии в пределах Северо-Германского поднятия, которое отличается проявлениями минерагенически не специализированных син- и раннепосткинематических гранодиоритовых мигматитов и гранодиоритов, образовались области погружения (Саар-Заальская мульда).

Среди осадков верхнего визе и силезия в межгорных впадинах имеются озерные угленосные формации (Хайнихен, Доберлуг и Цвиккау—Эльсниц). В это же время в варисцийских внешних впадинах происходило интенсивное отложение паралических углей (за пределами ГДР: Рурская область, Бельгия, Северная Франция).

В конце верхнего карбона последовали дальнейшие тектонические движения. В Реногерцинской и Субварисцийской зонах они привели к альпинотипным деформациям, затухающим к северу, а в центральных зонах варисцийского тектогенеза — к пологим сводовым поднятиям и развитию разломов. С этими движениями связана интрузивная деятельность, выразившаяся в образовании верхнекаменноугольных гранодиоритовых комплексов долины Эльбы (Мейсенский массив), антиклинали Гранулитовых гор (гранитоиды Берсбердорфа и Миттвейда), антиклинали Рудных гор (варисцийский древний посткинематический интрузивный комплекс: массивы Кирхберга, Нидербобрицша, Бергена, Сосновых гор, инклюзивные граниты Хеннеберга), Лаузица (Кёнигсхайн, Штольпен) и Гарца (Брокенский и Рамбергский массивы). Некоторым из этих гранитоидов подчинены концентрации Fe (контактовые скарны) и W(Mo) (типа Пехтельсгрюн).

г. Варисцийский переходный этаж. Для этой стадии развития после завершения процесса главной складчатости характерным было образование моласс (серых и красных моласс, частично с субсеквентными вулканитами, рис. 5.17). Тектонически эта стадия выражена заложением постумных межгорных впадин, связанных с явлениями инверсии, а также с германотипным раскалыванием на поперечные блоки [221]. Трог Саар—Заале образовался путем инверсии кристаллической зоны Средне-Германского поднятия, а Рудногорская мульда развилась вдоль Центрально-Саксонского линеамента и юго-восточного продолжения Хермундурийского поднятия. Дальнейшие герцинские на-

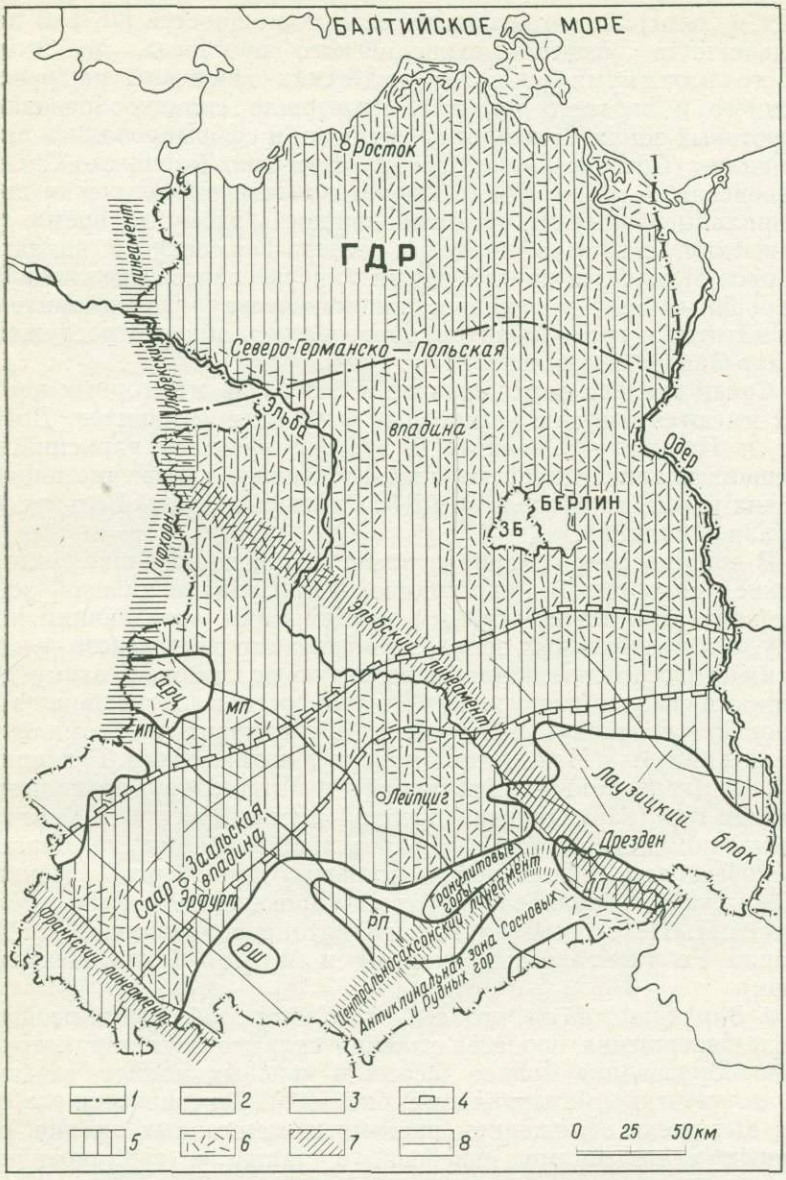


Рис. 5.17. Геолого-тектоническое районирование варисцийского переходного этажа на территории ГДР (по Г. Тишендорфу и др. [401], переработано Г. Рёллигом с учетом данных В. Глушко и др. [48]).

1 — предполагаемое северное ограничение варисцийской геосинклинальной области; *2* — границы геолого-тектонических единиц варисцийского переходного этажа; *3* — границы

рушения имели значение как для заложения молассовых мульд (Рудольфштедтской, Ильфельдской, Дёленской и др.) и размещения субсеквентных магматических комплексов [165], так и для выделения самостоятельных структурных элементов примыкающего платформенного этажа (Тюрингский Лес, зона долины Эльбы, Лаузицкий массив, Гарц). Все эти перечисленные элементы являются областями поднятий и денудации. В пределах Тюрингского Леса (Заальский трог) имел место переход от варисцийских структурных элементов к структурам поперечного направления (СЗ—ЮВ, ССВ—ЮЮЗ), который осуществлялся поэтапно в процессе образования нижнего и верхнего красного лежня при тесном сочетании седиментационных и вулкано-тектонических процессов [221]. В осадках пестроцветных, частично вулканогенно-осадочных формаций нижнего и верхнего красного лежня происходила небольшая концентрация Cu, Pb и Zn [291].

Обширный субсеквентный магматизм проявился в интрузивной и эффузивной формах. На основании его петрохимических особенностей, характера интрузивного и эффузивного механизмов, а также его временно́го и пространственного распределения по отношению к варисцийскому орогену можно различать несколько типов этого магматизма (рис. 5.18) [196, 366, 166]:

внутриорогенный магматизм (интрузивный и эффузивный), определявшийся еще в значительной степени варисцийским структурным планом (гранитно-риолитовый, андезитовый, базальтовый);

околоорогенный магматизм (преимущественно эффузивный), контролировавшийся исключительно германотипной глыбовой тектоникой (андезитовый, риолитовый, базальтовый);

внеорогенный магматизм (базальтовый), связанный преимущественно с глубинными зонами разломов северного форланда варисцид (северная часть ГДР, Южная Швеция).

Среди интрузивов минерагенически исключительно важными являются геохимически сильно специализированные (Sn, F, Li) гранитоиды варисцийского более молодого посттектонического интрузивного комплекса (гранитные массивы Эйбеншток-Нейдека, Шеллерхау, Маркерсбаха, а также гранитные штоки Грейфенштейна, Визенбада, Альтенберга, Циннвальда, Заксенхёе); им генетически подчинено топазсодержащее Sn-W-оруденение (Альтенберг, Задисдорф, Эренфридерсдорф, Готтесберг).

более древних геолого-тектонических единиц; *4* — кристаллическая зона Центрально-германского поднятия (перекрыта); *5* — осадочные и осадочно-вулканогенные образования переходного этажа (максимальное распространение); *6* — распространение субсеквентных вулканитов; *7* — зоны линеаментов; *8* — нарушения. *ДП* — Дёленский прогиб, *РП* — Рудногорский прогиб, *ИП* — Ильфельдский прогиб, *МП* — Мейсдорфский прогиб, *ОП* — прогиб Ольбернхау—Брандов, *РШ* — Рудольштедтский прогиб.

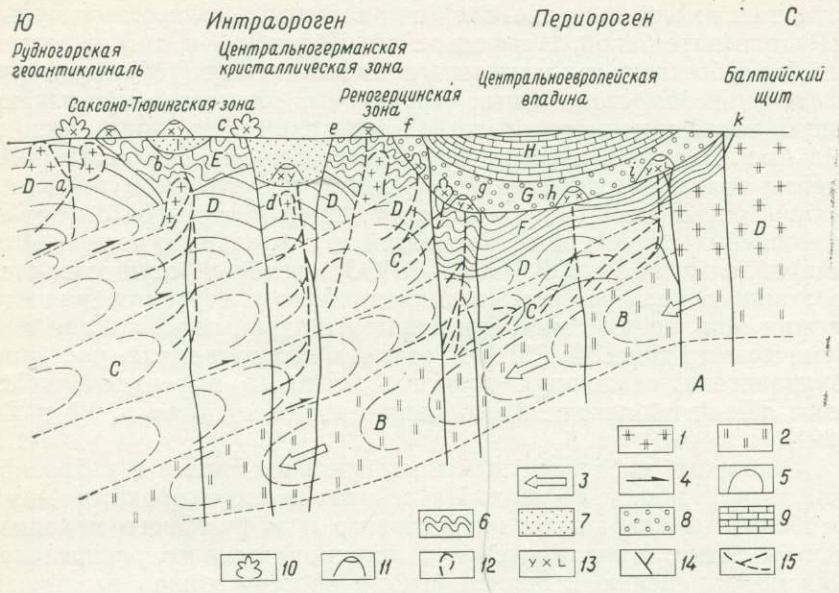


Рис. 5.18. Типы субсеквентного магматизма в варисцийской геосинклинальной (орогенной) области (по Ф. Эйгенфельду и М. Швабу [196]).

A — верхняя мантия
B — нижняя кора
C — верхняя кора
D — этаж кристаллических пород
} инфраструктура

E — сланцевогорский этаж
F — этаж периферической части орогена
G — молассовый этаж
H — этаж платформенного чехла
} супраструктура

Позиция субсеквентных вулканитов в следующих участках: a — антиклинали без инверсии (например, Восточные Рудные горы); *b* — синклинали с инверсией (Рудногорский прогиб); *c* — пограничная область между синклиналью и антиклиналью (Северо-Западная Саксонская вулканическая область); *d* — антиклинали с инверсией (Заальский трог); *e* — синклинали без инверсии (Гарц); *f* — переходная область от внутренней части орогена к внешней (Флехтингенский блок); *g* — южный край периорогена (впадина Альтмарк); *h* — центр периорогена; *i* — северный край периорогена (северные районы ГДР — Рюген), *k* — южный край Восточно-Европейской платформы (Шонен).
1 — кристаллические породы Балтийского щита; *2* — нижняя кора; *3* — движение вещества в нижней коре; *4* — движение вещества в верхней коре (анатектический мобилизат); *5* — воздымание кристаллических пород инфраструктуры; *6* — складчатые структуры в супраструктуре; *7* — внутриорогенные молассы; *8* — периорогенные молассы; *9* — платформенный чехол Северо-Германско-Польской впадины; *10* — игнимбриты; *11* — лавы; *12* — позднекинематические плутоны (кислые интрузивы); *13* — базальтовые, андезитовые, риолитовые интрузивы; *14* — продуктивные зоны гипогенных (ювенильно-контаминированных) расплавов; *15* — продуктивные зоны литогенных (палингенных) расплавов.

По-видимому, гранитоидному магматизму соответствующей геотектонической структуры в целом подчинена полиметаллическая минерализация Рудных гор с Fe-Zn-Pb, U, Sb-Ag (kb-, uqk- и eb-типы Фрейберга, Мариенберга, Аннаберга, Шнееберга, Яхимова и др.), а также Гарца — с Fe-Zn-Pb-Sb (Рамберг, Клаусталь-Целлерфельд, Бад-Грунд в ФРГ).

Минерализацию эффузивного магматизма следует оценить как сравнительно незначительную (Cu — Лёбеюн, Катцманншталь; Pb — Плёц). Причиной глубокой минерагенической стерильности субсеквентных вулканитов южной части ГДР может быть незначительная дифференциация расплавов, особенности их состава, отсутствие значительного содержания флюидов, незначительная и лишь локально действенная поздне- и постмагматическая переработка, доминирование вулкано-тектонических депрессионных движений, а также сильное преобладание субаэральных образований (лав, игнимбритов) над субэффузивными [340, 341].

В целом для субсеквентного варисцийского магматизма Центральной Европы характерны меридиональное распространение массивов и мощности более 2000 м [166].

Переход от молассового этажа к платформенному чехлу во внешних зонах варисцийского орогена и в эпиплатформенной области (область Северо-Германско-Польской впадины) происходил постепенно и без структурных и стратиграфических перерывов; в области же центральных зон варисцийского орогена отмечаются структурное несогласие и выпадение из разреза отдельных слоев (трансгрессивное залегание).

В целом подобное развитие следует рассматривать как процесс уменьшения тектонической энергии и одновременного возрастания степени кратонизации региона [248].

д. Послеварисцийский платформенный этаж. Платформенный этаж, образовавшийся прежде всего в северной части ГДР, характеризуется развитием осадочных комплексов Северо-Германско-Польской впадины, Субгерцинской мульды, Тюрингской мульды (в широком понимании), Южно-Тюрингско-Франконской мульды долины Эльбы (рис. 5.19). Благодаря конседиментационным и разрывным тектоническим движениям некоторые геотектонические элементы, заложившиеся еще в переходную стадию, обозначились более резко и приобрели свою окончательную форму в конце верхнего мела (например, Гарц, Флехтинген-Рослауский блок, Тюрингский Лес, мульда долины Эльбы). Германотипная глыбовая тектоника превратила платформенный чехол в мозаику блоков. Формирование платформенного чехла в области варисцийского орогена началось с осадков верхнего саксония и цехштейна, а за пределами орогена, т. е. в северной части ГДР, где имеется доварисцийский складчатый фундамент, с осадков древнего красного песчаника верхов нижнего девона и среднего девона (рис. 5.20).

В пределах платформенного чехла можно выделить даже два этапа развития (доальбский и послеальбский), или две части этажа, с четырьмя трансгрессивно-регрессивными циклами (цех-

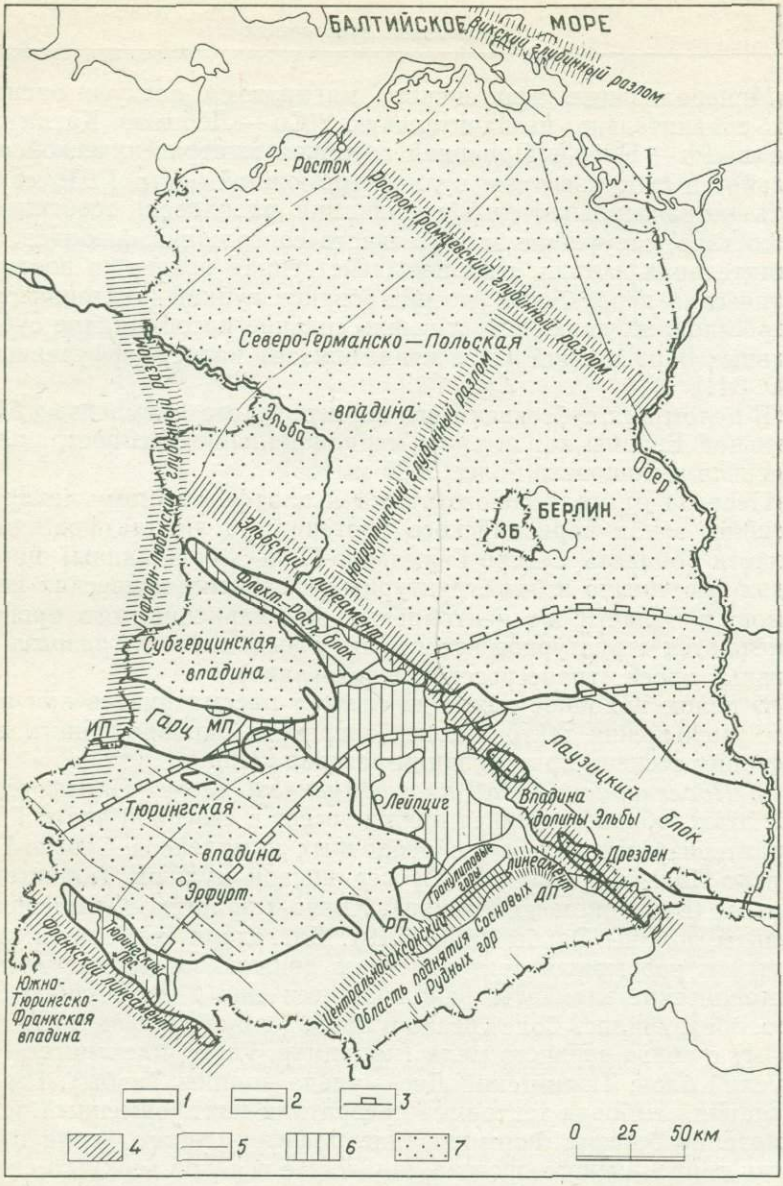


Рис. 5.19. Геолого-тектоническое районирование постварисцийского платформенного этажа (без кайнозоя) на территории ГДР (по Г. Тишендорфу и др. [401], переработано г. Рёллигом с учетом данных В. Глушко и др. [48]).

1 — границы геолого-тектонических единиц платформенного этажа; *2* — границы геолого-тектонических единиц более древних этажей; *3* — кристаллическая зона Центральногерманского поднятия (перекрыта); *4* — зоны линеаментов; *5* — нарушения; *6* — осадочные и осадочно-вулканогенные образования переходного этажа; *7* — платформенные осадки. *РП* — Рудногорский прогиб, *ДП* — Деленский прогиб, *ИП* — Ильфельдский прогиб, *МП* — Мейсдорфский прогиб.

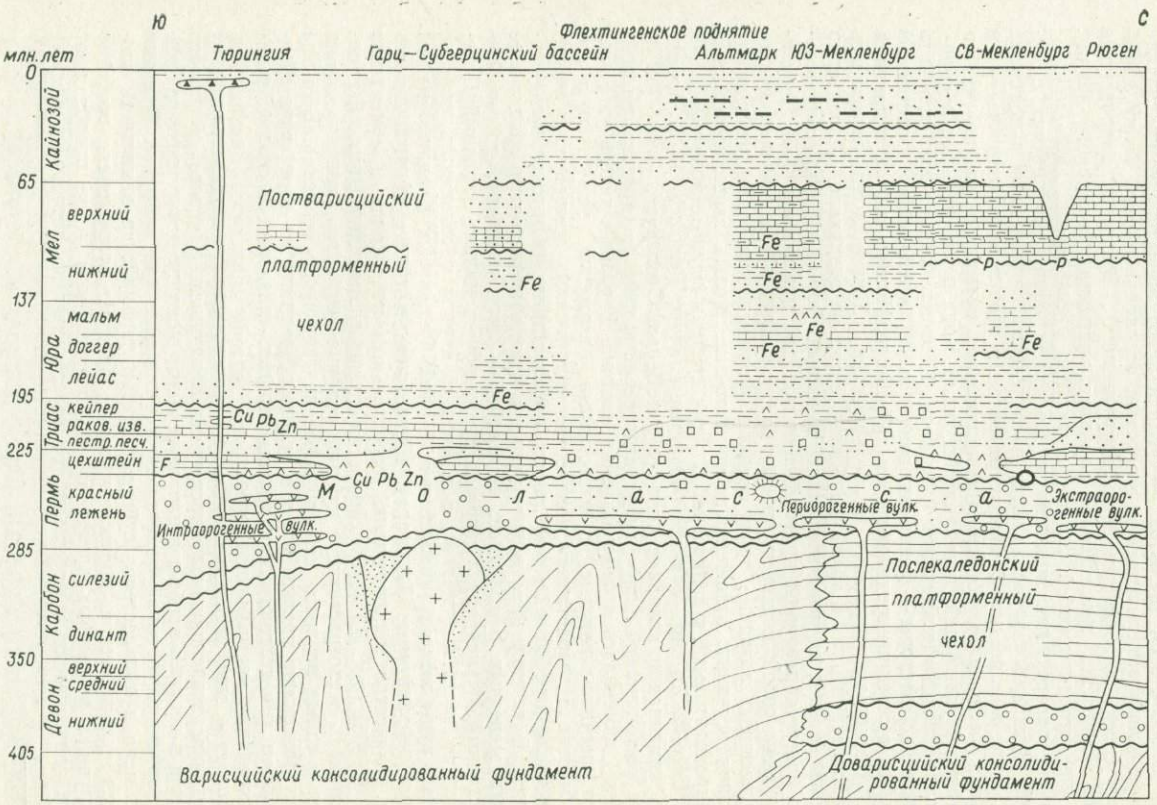


Рис. 5.20. Схематическое расчленение на этажи с более детальным рассмотрением строения послеварисцийского платформенного чехла (составлено в результате сопоставления данных В. Нёльдеке, К. Юбица, Г. Рёллига и Г. Шваба).

1 — песчаник; *2* — аргиллит и глина; *3* — бурый уголь; *4* — известковый мергель; *5* — песчанистые известковистые мергели; *6* — известняк и доломит; *7* — глинистый мергель; *8* — галит; *9* — ангидрит; *10* — месторождения нефти; *11* — месторождения газа; *12* — конгломераты; *13* — вулканизм платформенной стадии; *14* — варисцийско-субсеквентные вулканиты; *15* — варисцийско-посткинематические плутониты; *16* — фундамент.

штейнский, юрский, меловой и кайнозойский циклы — платформенные стадии I—IV, рис. 5.15) [1] [248, 365, 313]:

1. *Доальбский этап* (цехштейн — средний альб) характеризуется сначала быстрой, к концу замедляющейся скоростью осадконакопления (этап основного погружения в процессе мульдообразования). Впадины, заполненные осадками (цехштейн, триас: более глубокая часть платформенного чехла), вначале представляли собой единые структуры, расчлененные лишь внутримульдовыми поперечными поднятиями. Во время раннекиммерийских и австрийских движений они распадаются на отдельные погруженные и поднятые участки (юра, нижний мел). Сильно развитая в этот этап литологическая и фациальная цикличность объясняется наложением ритмичных эпейро- и диктиогенетических движений, колебаниями уровня моря и изменениями в количестве поступающего осадочного материала. К этому следует еще добавить климатические факторы — фазы выпаривания с осаждением эвапоритов в цехштейне, в середине среднего триаса (Mittleren Muschelkalk) и в среднем кейпере. Поскольку опускание в большинстве случаев компенсировалось осадконакоплением, то условий глубокого моря не возникало. Характерно увеличение количества типичных платформенных формаций, что свидетельствует о прогрессировавшей кратонизации молодой платформы [392]. Чередовались между собой континентальные, солоноватоводные и морские мелководные, частично лагунные типы осадков. Формационное развитие шло от образования песчаных отложений до глинисто-известковых (глинисто-известковисто-сапропелитовых) и галитовых. С ними связаны важные полезные ископаемые: Cu, Pb, Zn, Ag, V и др. (медистые сланцы; Rentzsch, 1974), ангидрит-гипс, каменная и калийная соли (серии Верра, Стассфурт, Лейне [386]). С начала тектонической дифференциации в верхнем кейпере (древнекиммерийское время) изменилась и формационная картина. В разрезе теперь уже преобладают песчано-глинистые и известковые отложения, при этом в его верхних частях с возрастанием количества кластических компонентов увеличивается число перерывов, а сама толща пород становится литологически разнообразней. В течение юры в погруженных частях происходило накопление оолитовых железных руд (лейас: Баделебен — Зоммершенбург; доггер: Северо-Восточный Мекленбург, Северный Бранденбург; мальм: Западный Пригниц, северная часть Альтмарка), а в меловой период образовались морские валунчатые руды железа (нижний мел: Малый Фальштейн, Кведлинбургская седловина; верхний мел: Альтмарк). Кроме того, в триасе сформировалось большое количество месторождений строительных материалов и цементного сырья [246, 365] (рис. 5.15). С кейпера на дифференциацию мощностей начинает оказывать всевозрастающее влияние соляная тектоника (максимума она достигает в конце верхнего мела и в начале третичного периода). Большие мощности возникают прежде всего в краевых впадинах по периферии соляных структур и в тектонических краевых трогах, связанных с воздымающимися саксонскими местными поднятиями.

2. *Послеальбский этап* (верхний альб — четвертичный период) начинается при некоторой тенденции к инверсионным движениям с нового обширного погружения в верхнем альбе и в начале верхнего мела, не достигшего, однако, той интенсивности, которая отмечалась в цехштейне или в триасе. В конце верхнего мела и в палеогене (субгерцинские и ларамийские движения) продолжается тектоническая дифференциация областей погружения, особенно вдоль крупных разрывных элементов. В послеальбском чехле преобладают типичные платформенные формации (от известковых до песчано-глинистых)

[1] Из-за обширных доальбских и дотретичных размывов эти циклы (за исключением цехштейнского) сегодня нигде больше полностью не представлены.

с концентрациями важных полезных ископаемых. В низах верхнего мела — это континентальные красноцветные осадки, в верхах верхнего мела — формация писчего мела, а также локальные валунчатые железные руды (коньяк) и в третичном периоде — исключительно важные для народного хозяйства залежи бурого угля в песчано-глинистых толщах [231]. Кроме того, кайнозойские отложения содержат разнообразное сырье для строительной, керамической и стекольной промышленности [289, 180, 419]. В процессе выветривания в благоприятных климатических условиях верхнего мела — третичного периода образовались месторождения каолина (Кеммлиц, Каминау) и силикатно-никелевых руд (Санкт-Эгидьен [427]). В четвертичном периоде возникали локальные россыпи тяжелых минералов (Sn, Au).

В тесной связи с мезозойскими (саксонскими) германотипными деформациями (рис. 2.8) находятся эндогенные концентрации элементов, образования которых связывают с еще не вскрытыми щелочными дифференцированными интрузивами платформенного (траппового) магматизма [160]. Рудообразование характеризуется следующими парагенезисами элементов:

Fe(-Mn)-Ba: eba-тип Рудных гор, Mn-жилы Тюрингского Леса (Эльгерсбург) и Гарца (Ильфельд), метасоматические Fe-Mn-Ba-месторождения в известняках цехштейна (Камсдорф и Шмалькальден), сидеритовые жилы Лобенштейна (Тюрингия);

F-Ba(-Cu-Zn-Pb): fba-тип Рудных гор, Шённбрунн (Фогтланд), Ильменау (Тюрингия), Роттлебероде (Гарц);

Bi-Co-Ni-Ag(-U) и Ag-As: «руды благородных металлов» Рудных гор, мансфельдский «кобальтовый рудный столб».

Эта минерализация преимущественно связана с областями пересечений тафрогенических глубинных структур северо-северо-западного направления (контролирующих магматизм) и границ поднятий северо-северо-западного и северо-западного направлений (контролирующих месторождения). При этом возникают как интракрустальные (жилы, импрегнации, метасоматиты), так и субмаринно-гидротермальные типы месторождений.

Иногда, впервые в цехштейне, возникает F-Ba-минерализация (стратиформное месторождение в Каашвице).

Периодами главного рудообразования являются киммерийские и субгерцинские фазы: F-Ba-минерализация в фундаменте (Рудные горы, Тюрингский Лес, Гарц, Флехтинген) и в платформенной чехле (кейперские мергели под Хильдбургхаузеном, мансфельдский «рудный столб»).

Третичные месторождения (Эльбские песчаниковые горы, Ронгшток) проявлены далеко не столь интенсивно. В это время проявился усиленный основной эффузивный магматизм (базальты, фонолиты и др.), стерильный в отношении полезных ископаемых.

До- и послеальбское развитие структур на территории ГДР подчинено, если смотреть в целом, процессу мульдообразования в рамках Центральноевропейской впадины и его геодинамике. Как показывает сравнение с евроазиатским регионом [366], этот процесс соответствовал, очевидно, автономным, обусловленным эндогенными причинами движениям земной коры высокого по-

рядка и только контролировался в пространстве и времени прилегающими тектоническими элементами (альпинидами, юго-западным краем Восточно-Европейской платформы) [249, 393].

Примечательно, что цикличность пород (см. выше) и процесс мульдообразования, судя по величине погружения, не полностью конформны [366], тогда как эндогенная минерализация, возникшая в течение верхнего триаса — нижнего мела, согласуется с затухающим характером погружения в процессе формирования мульд.

5.3.3. Главные минерагенические элементы ГДР

Минерагеническое районирование области исходит из геолого-тектонического районирования отдельных минерагенических этажей (см. гл. 3). Таким образом, минерагеническое районирование суммирует данные районирования отдельных этажей, причем основные, повторяющиеся на многих этажах границы определяют в конце концов региональное минерагеническое районирование. Особое значение в этой связи приобретают глубинные зоны разломов, которые в минерагеническом отношении связывают друг с другом находящиеся на разной глубине части земной коры и указывают на существовавшее ранее разделение. Анализ тектонических блоков становится таким образом существенной предпосылкой к минерагеническому районированию [273].

Согласно минерагеническому анализу этажей (разд. 5.3.2), территория ГДР состоит из двух крупных структурных элементов: варисцийской консолидированной южной части, перекрытой послеварисцийскими осадками, и северной части, образованной мощной толщей палеозойских, мезозойских и кайнозойских платформенных отложений. В соответствии с этим следует различать две группы минерагенических элементов [271]:

Элементы в геосинклинальной (орогенной) области (этаж фундамента); они выделяются только в южной части ГДР [1], так как их границы только там определимы на достаточно большом протяжении;

элементы в области платформы, включая переходный этаж (этаж платформенного чехла + молассовый этаж); эти элементы, характерные для северной части ГДР, частично перекрывают минерагенически элементы южной части.

а. Южная часть ГДР является частью европейского варисцийского пояса. Центральноевропейский участок этого пояса может быть назван *Среднеевропейской минерагенической провинцией,* которая в свою очередь делится на три зоны: Молда-

[1] К южной части ГДР относится область к югу от линии: северо-восточный край Флехтингена — Рослауское поднятие — Виттенберг — северная граница Центральногерманской кристаллической зоны — Вильгельм-Пик-Штадт-Губен.

нубскую, Саксоно-Тюрингскую и Реногерцинскую. На территории ГДР проходят Саксоно-Тюрингская и Реногерцинская минерагенические зоны, которые с севера примыкают к Молданубской.

1. Саксоно-Тюрингская минерагеническая зона в связи с тем, что она находится между Чешским массивом и типично эвгеосинклинальной Реногерцинской зоной, имеет переходный характер, который определяет ее геологическое строение и историю развития. Так, для этой зоны характерны небольшой объем геосинклинальных осадков и относительно слабый инициальный магматизм с присущим ему рудообразованием. В то же время здесь широко распространен интенсивный палингенный магматизм субсеквентной стадии с богатой концентрацией вещества полезных ископаемых. Эта минерализация распространена прежде всего в Сосново-Рудногорской антиклинальной зоне и генетически связана с кислыми, геохимически сильно специализированными гранитоидами (K>Na, небольшие содержания Ti, Mg и Ca). Как геохимическая специализация, так и обусловленная ею рудоносность гранитоидов ослабевают в северо-западном направлении. В области Среднегерманской кристаллической зоны находятся син- и посткинематические гранодиориты и гранитоиды, которые в подавляющей своей массе не специализированы геохимически и которые, коль скоро речь идет о магматогенных процессах, указывают на стерильность большей части этой области. В рамках субсеквентного магматизма наряду с интрузивными формами выступают также мощные эффузивные образования. Их минерагеническая специализация незначительна (Cu, Pb-Zn). Саксоно-Тюрингская зона обладает в общем миогеосинклинальными чертами.

К Саксоно-Тюрингской зоне принадлежат следующие минерагенические подзоны (рис. 5.21):

1) Сосново-Рудногорская (доварисцийское оруденение: Fe, Sn, Cu-Pb-Zn; варисцийское: Sn-W-Mo-Li-Be, Fe-Zn-Pb, U, Sb-Ag; каменный уголь; послеварисцийское: F-Ba, Fe-Mn, Cu-Pb-Zn, Bi-Co-Ni-Ag-U).

2) Центральносаксонская (доварисцийское оруденение: Fe; варисцийское: Sn-W; каменный уголь, Cu; послеварисцийское: F-Ba, Fe).

3) Подзона Гранулитовых гор (варисцийское оруденение: Au-As-Sb; послеварисцийское: F-Ba, Pb-Zn; Ni, Fe, Mg).

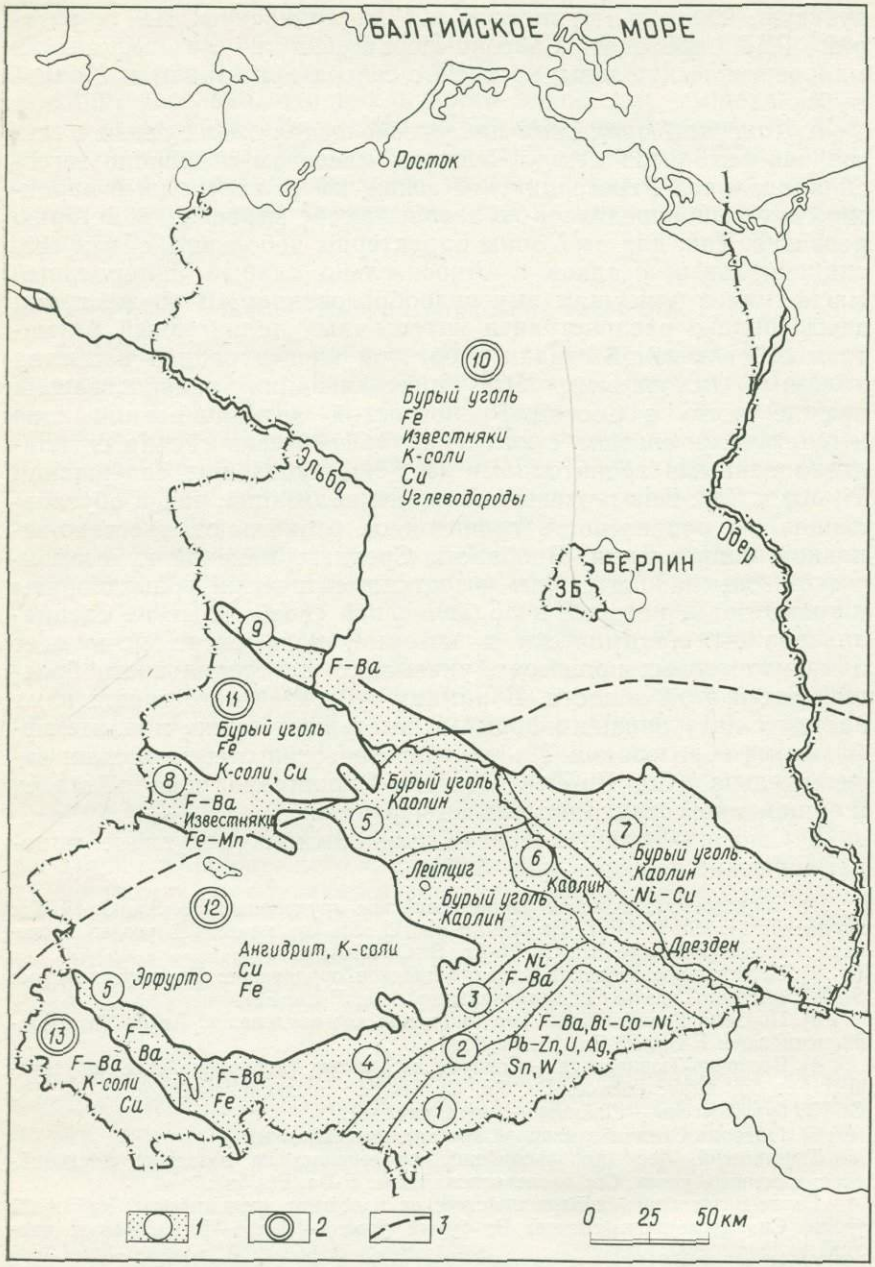
4) Восточно-Тюрингская — Северо-Саксонская (доварисцийское оруденение: Fe, Au; варисцийское: Fe, Sn, Cu-Pb, Sb; послеварисцийское: F-Ba, Fe, Co-Ni; бурый уголь — Лейпциг—Борна, каолин).

5) Подзона Среднегерманской кристаллической зоны:

Тюрингский Лес (доварисцийское оруденение: не известно; варисцийское: каменный уголь, Cu; послеварисцийское: F-Ba, Fe-Mn);

Галле-Виттенберг (доварисцийское: не известно; варисцийское: каменный уголь, Cu; послеварисцийское: F; бурый уголь — Галле—Биттерфельд, каолин).

6) Подзона долины Эльбы (доварисцийское оруденение: Fe; варисцийское: Fe; Zn-Pb-Sr; каменный уголь; послеварисцийское: Ba, каолин).


БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ
Росток
Эльба
Одер
БЕРЛИН
ЗБ
10
Бурый уголь
Fe
Известняки
K-соли
Cu
Углеводороды
9
F-Ba
11
Бурый уголь
Fe
8
K-соли, Cu
F-Ba
Известняки
Fe-Mn
5
Бурый уголь
Каолин
6
Лейпциг
Каолин
Бурый уголь
Каолин
7
Бурый уголь
Каолин
Ni-Cu
12
Ангидрит, K-соли
Cu
Fe
Эрфурт
Дрезден
5
Ni
F-Ba
3
13
F-Ba
F-Ba
K-соли
Cu
F-Ba
Fe
4
2
F-Ba, Bi-Co-Ni
Pb-Zn, U, Ag,
Sn, W
1
1
2
3
0 25 50 км

7) Западно-Судетская подзона:
Лаузиц (доварисцийское оруденение: не известно; варисцийское: Ni-Cu; послеварисцийское: бурый уголь, каолин).

II. *Реногерцинская минерагеническая зона* соответствует эвгеосинклинальному Ренскому трогу. В сравнении с Саксоно-Тюрингской зоной здесь сильнее развиты геосинклинальные осадки, инициальный магматизм и связанная с ним вулканогенно-осадочная минерализация. Напротив, синкинематический магматизм орогенной стадии здесь пока еще не известен. Для субсеквентной стадии снова характерны посткинематические гранитоиды с Pb-Zn-Sb-месторождениями, которые очень бедны висмутом и содержат относительно малые количества мышьяка. Знаменательно, с минерагенической точки зрения, отсутствие Sn-Mo-минерализации. Бóльшая часть этой зоны перекрыта осадками платформенного этажа.

В пределах Реногерцинской зоны можно поэтому выделить лишь следующие минерагенические подзоны (рис. 5.21):

8) Подзона Гарца (доварисцийское оруденение: не известно; варисцийское: Fe-Mn, Cu; Pb-Zn-Ag, Sb; известняк, уголь; послеварисцийское: Fe-Ba, Cu-Pb-Zn, Co-Ni-Ag).
9) Флехтинген-Рослауская (варисцийское оруденение: не известно; послеварисцийское: F-Ba).

б. Северная часть ГДР является частью послеварисцийской минерагенической провинции Северо-Германско-Польской впадины, которая простирается в основном севернее главного Центральногерманского разлома. При этом структурные элементы субварисцийской зоны вследствие общего затухания к северу варисцийской складчатости занимают промежуточное положение. Встречающиеся в южной части ГДР платформенные осадки, залегающие трансгрессивно и перекрывающие фундамент, слагают субпровинции.

Доказано, что на больших глубинах в районе южного края Северо-Германско-Польской впадины находится северо-восточное продолжение Саксоно-Тюрингской и Реногерцинской, а также Субварисцийской зон. В центральной части этого района на основании геофизических данных разными авторами предполагается существование перекрытого так называемого Восточно-Эльбского массива. В основании северной части впадины доказаны каледонские деформации. Минерализация в этих древ-

Рис. 5.21. Минерагеническое районирование территории ГДР (положение и границы минерагенических единиц и важнейшие концентрации элементов, образующих месторождения).

1 — минерагенические единицы фундамента; *2* — минерагенические единицы платформенного чехла; *3* — границы между Саксоно-Тюрингской и Реногерцинской зонами. Цифрами в кружках показаны минерагенические зоны, подзоны и провинции, см. текст.

нейших элементах до сих пор не известна. С юга к Северо-Германско-Польской провинции примыкают минерагенические субпровинции Субгерцинской впадины, Тюрингской и Южно-Тюрингско-Франконской мульд, которые в качестве послеварисцийских минерагенических элементов перекрывают варисцийскую геосинклинальную орогенную область (рис. 5.21).

10) Минерагеническая провинция Северо-Германско-Польской впадины: природный газ в перми (Альтмарк), Cu-Pb-Zn в цехштейне (Шпремберг), калийные соли в Z_2 (стассфуртская серия) и Z_3 (лейнская серия; Кальвёрдский блок), известняки триаса (Рюдерсдорф), Fe-карбонаты в лейасе (Юго-Восточный Мекленбург), Fe-оолиты в верхнем доггере (Северо-Восточный Мекленбург, Северный Бранденбург) и в мальме (Западный Прегниц, Северный Альтмарк); небольшие образования валунчатых железных руд, частично связанных с фосфоритами, в верхнем мелу (Альтмарк); залежи мела (Рюген), бурый уголь (Нидерлаузиц).

11) Минерагеническая субпровинция Субгерцинской мульды: Cu-Pb-Zn в цехштейне, калийные соли в Z_2 (стассфуртская серия: Стассфурт, Бернбург), окисные и силикатные Fe-оолиты в лейасе (Баделебен—Зоммершенбург), окисные валунчатые железные руды в нижнем мелу (Малый Фальштейн и Кведлинбургская седловина), бурый уголь (Эгельн).

12) Минерагеническая субпровинция Тюрингской мульды (в широком понимании): Cu-Pb-Zn в цехштейне (медистые сланцы Мансфельда—Зангерхаузена), F в Каашвице, ангидрит в Z_1, калийные соли в Z_2 (стассфуртская серия; Южно-Гарцский и Унштрутский горные участки), бурый уголь (Гейзельталь), разрывные нарушения северо-западного направления с Ba (Кёниц, Гера, Кельбра) и Bi-Co-Ni (Каттерфельд, мансфельдский «рудный столб»).

13) Минерагеническая субпровинция Южно-Тюрингско-Франконской мульды: Cu-Pb-Zn в основании цехштейна (Штадтленгсфельд—Оберкац), калийные соли в Zn_1 (веррская серия: горный участок Верра); разрывные нарушения северо-западного направления с F-Ba, Mn, Bi-Co-Ni (Малый Тюрингский Лес, Шмалькальден, Гетлес, Швейна).

6. Специальная минерагения

Если общая минерагения занимается основными закономерностями образования и размещения месторождений полезных ископаемых, то в задачу специальной минерагении входит анализ специфических условий образования и размещения различных типов месторождений и разновидностей минерального сырья. В соответствии с основными принципами минерагенического анализа эти типы рассматриваются не изолированно, а в связи с формационной обстановкой. Исследования с точки зрения специальной минерагении определенных типов месторождений и разновидностей минерального сырья базируются на данных о геотектоническом, магматическом, палеогеографическом и седиментологическом развитии областей и структур, вмещающих эти месторождения. Цель такого исследования заключается в том, чтобы для соответствующих типов месторождений и разновидностей минерального сырья дать в форме системы определенных факторов и индикаторов анализ специфических условий их образования и специфических признаков их проявления.

Ниже приводятся примеры такого специального минерагенического анализа твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых лишь для ограниченного числа типов месторождений и видов минерального сырья. Подробнее рассмотрены:

Fe-, Mn- и полиметаллические месторождения геосинклинальной стадии,

Sn-W-месторождения орогенной и субсеквентной стадий,

месторождения цветных металлов типа медистых сланцев молассовой и платформенной стадий,

месторождения минеральных солей,

месторождения углеводородов,

месторождения подземных (грунтовых) вод.

Делается попытка вывести соответствующие факторно-индикаторные системы. Однако не всегда хватало для этого данных.

6.1. Минерагения твердого минерального сырья

6.1.1. Минерагения месторождений геосинклинальной стадии (вулканогенно-осадочные Fe-, Mn- и полиметаллические месторождения; на примере Западной Европы)

6.1.1.1. Общие положения. Месторождения окисных железных и марганцевых руд типа Лан-Диль имеются в эльбингеродском комплексе Гарца и на Бергаерской седловине (Восточно-Тюрингские Сланцевые горы). Из-за генетически обусловленной ограниченности размеров рудных тел эти железорудные месторождения относятся к числу малых и средних. Марганцевые месторождения еще менее значительны, чем железорудные. В эльбингеродском комплексе встречаются только небольшие залежи.

Сульфидные геосинклинальные месторождения имеют существенно большее народнохозяйственное значение. К этому типу месторождений и их метаморфизованным аналогам принадлежат крупнейшие серноколчеданные месторождения и заметные концентрации Cu-Pb-Zn, распространенные на небольшой площади. Часто стратиформные месторождения пирита и цветных металлов связаны со значительными проявлениями барита. Наиболее известные провинции с сульфидными геосинклинальными месторождениями находятся на Рудном Алтае, Урале и Кавказе, на Кипре, в Испании (район Хуэльва, Рио-Тинто) и в Центральной Европе в Ренском троге варисцийской геосинклинали (Раммельсберг и Мегген, ФРГ). В ГДР к такого типа месторождениям относят серноколчеданное месторождение «Эйнхейт» близ Эльбингероде в Гарце.

6.1.1.2. Геологическая позиция окисных и сульфидных геосинклинальных месторождений. Окисные и сульфидные геосинклинальные месторождения формируются в раннюю стадию геосинклинального развития. Связь окисных геосинклинальных месторождений с инициальным магматизмом доказана однозначно, в то время как зависимость между инициальным магматизмом и формированием руд сульфидных геосинклинальных месторождений в некоторых случаях еще не ясна. Х. Рёслер и др. [345] связывают окисные геосинклинальные месторождения с основным эффузивным магматизмом эвгеосинклинальной области, а сульфидные геосинклинальные месторождения — с инициальным магматизмом промежуточного типа, развивающимся в приподнятых областях эвгеосинклиналей.

В варисцийских геосинклиналях встречаются четыре типа рудонакоплений:

1) вулканогенно-осадочные (субмаринно-гидротермальные) железные руды (тип Лан-Диль);

2) вулканогенно-осадочные (субмаринно-гидротермальные) марганцевые руды (тип Гонцен);

3) вулканогенно-осадочные сульфидные залежи и импрегнационное оруденение (тип Рио-Тинто);

4) субвулканические субмаринно-гидротермально-осадочные залежи пирита, сульфидов цветных металлов и барита (тип Раммельсберг—Мегген).

Наиболее значительные месторождения перечисленных выше типов находятся в Центральной Европе в Рейнском троге варисцийской геосинклинали, а именно в Рейнских Сланцевых горах и в Гарце. В Саксоно-Тюрингской зоне месторождений геосинклинальной стадии немного (Тюрингские Сланцевые горы, Моравская впадина). Вероятна принадлежность некоторых регионально- и контактово-метаморфизованных стратиформных месторождений окисных руд железа и сульфидных руд цветных металлов Сосново-Рудногорской антиклинали к геосинклинальному магматизму. Несомненной представляется связь с варисцийскими геосинклинальными образованиями для некоторых незначительных окисных и сульфидных рудопроявлений в зоне долины Эльбы (например, Берггисхюбель).

Вышеупомянутые четыре типа месторождений связаны с различными геосинклинальными формациями [172]. Железорудные месторождения лан-дильского типа относятся к диабаз-спилитовой формации [342, 305], серноколчеданное месторождение «Эйнхейт» под Эльбингерёде — к микросиенит-кератофировой формации [305], марганцевые залежи приурочены к нижней части флишевой формации (ассоциация вулканитов, кремнистых и глинистых сланцев), а месторождения цветных металлов, пирита и барита в Раммельсберге связаны с кератофировыми туфами пелитовой формации.

6.1.1.3. Типы окисных и сульфидных месторождений в варисцийской геосинклинали Центральной Европы.

а. Вулканогенно-осадочные (субмаринно-гидротермальные) железорудные месторождения (типа Лан-Диль). Для железорудных месторождений лан-дильского типа характерна ясно выраженная прямая связь между геосинклинальным магматизмом и оруденением [345]. Руды сложены магнетитом, гематитом, сидеритом и железистым хлоритом. Кроме того, локально развиты марганцевые руды и изредка встречаются сульфиды. Стратиформные рудные тела залегают большей частью непосредственно в кровле спилитовых лав и туфов в узких желобообразных депрессиях на флангах стратовулканов. Для этих вулканических поднятий характерно наличие массивных рифовых известняков, располагающихся выше вулканических пород. Согласно А. Цисарцу [182] и Х. Рёслеру [342], транспортировка Fe осуществля-

лась в форме железосодержащих золей, в то время как Х. Хардер [229], а также Х. Люцене и Я. Бурхардт [289] считают, что образование месторождений эльбингерёдского комплекса было связано с углекислыми ионными растворами. Гидротермы выделялись близ жерла [342] и по радиальным трещинам на флангах вулкана. В основном для лан-дильского типа характерны небольшие и средние по размерам месторождения со средними и малыми содержаниями железа (20—40%).

б. Вулканогенно-осадочные (субмаринно-гидротермальные) марганцевые руды. Наряду с марганецсодержащими железорудными месторождениями лан-дильского типа к этой группе относится также собственно марганцевая минерализация. Имеются в виду более молодые гидротермально-осадочные образования, встречающиеся на площади распространения месторождений лан-дильского типа. Первичные руды образованы в основном родонитом, а также родохрозитом. В прошлом зоны окисления этих месторождений интенсивно не отрабатывались.

В Лан-Дильском округе (ФРГ) и в эльбингеродском комплексе эти небольшие месторождения связаны с кульмскими кремнистыми сланцами. Рудный горизонт в эльбингеродском комплексе приурочен к кремнистым сланцам флишевой формации на границе аренфельдской и бюхенбергской серий. Мощность рудных тел и содержание марганца сильно колеблются. Крупные обогащенные участки имеют лишь локальное распространение.

в. Вулканогенно-осадочные сульфидные залежи и импрегнационное оруденение (типа Рио-Тинто). Месторождения этого типа связаны с крупными комплексами геосинклинальных магматитов, при этом в большинстве случаев наблюдается тесная связь с эффузивными фазами этих магматитов. Месторождения формировались в два этапа. Продукты первого этапа представлены залежами преимущественно пиритовых руд. Они приурочены в основном к границам вулканитов и глинистых сланцев, вулканитов и карбонатных пород, вулканитов и туфов или залегают между толщами туфов двух фаз. По простиранию рудные слои местами начинают зубчато переслаиваться с темными глинистыми сланцами. Ко второму этапу относятся рудные жилы и прожилки в зонах механически нарушенных вулканитов и импрегнационное оруденение. Вулканогенные породы в местах развития этих рудных тел пропилитизированы.

В то время как для большинства месторождений типа Рио-Тинто характерно серноколчеданное оруденение, содержащее цветные металлы, единственное в ГДР месторождение этого типа почти свободно от них. Это — месторождение «Эйнхейт», которое приурочено к эльбингеродскому комплексу Гарца и связано с зеленокаменно-измененными кварцевыми кератофирами,

непосредственно залегающими под среднедевонскими массивными известняками. Рудные залежи сложены массивной серноколчеданной рудой, почти повсеместно они залегают в верхней части (верхние 15 м) кварцевых порфиров со стороны их висячего бока. Максимальная мощность пригодного для отработки оруденения составляет 40 м [357]. Месторождения данного типа могут быть различных размеров. В испанском месторождении Рио-Тинто (район Хуэльва) отдельные рудные тела содержат более чем 100 млн. т массивной серноколчеданной руды.

г. Субвулканические субмаринно-гидротермально-осадочные залежи пирита, сульфидов цветных металлов и барита (тип Раммельсберг—Мегген). Месторождения данного типа в геосинклинальных формациях девона—динанта в южной части ГДР пока не известны. Находящееся в Верхнем Гарце такого рода значительное месторождение Раммельсберг (Гослар, ФРГ) может рассматриваться как типичное.

Месторождения этого типа приурочены или к флангам (Раммельсберг) или к вершине (Мегген) тектонического поднятия. Стратиформные рудные залежи имеют округлую или эллиптическую линзовидную форму диаметром от сотен метров до нескольких километров и мощность несколько метров. Они вместе с вмещающими их слоями пород более или менее сильно смяты в изоклинальные складки. Большая часть пелитовых вмещающих пород отлагалась в относительно слабо восстановительных условиях. Фации застойных вод, которые указывают на условия, благоприятные для накопления сапропеля с большим содержанием органического вещества, отсутствуют. Наличие туфовых слоев в районе месторождения указывает на одновременное проявление геосинклинального магматизма (субвулканического). Предполагается связь Cu-Pb-Zn-Ba-оруденения с кератофировой магмой.

На месторождениях можно наблюдать вертикальную (Раммельсберг) и горизонтальную (Мегген) зональность минеральных парагенезисов. Главными минералами являются сфалерит, галенит, пирит, халькопирит и барит (Раммельсберг) или пирит, сфалерит и барит (Мегген). По Э. Крауме [261], месторождение Раммельсберг имеет следующую схему строения (от лежачего к висячему боку): богатый кремнеземом рудоносный глинистый сланец (роговик) — пиритовая руда — медьсодержащая цинковая руда — свинцово-цинковая руда — свинцовая руда — барит. В Меггене вертикальная зональность отсутствует [209], однако проявлена горизонтальная зональность — края рудных тел сложены баритом, к середине сменяющимся сфалеритсодержащей пиритовой рудой. Эта зональность не обусловлена рудоконтролирующими процессами биогенного цикла серы, а была связана с изменением состава выделяющихся на морском дне растворов.

Месторождения данного типа имеют различные размеры. Описанные выше типичные месторождения относятся к крупным. Согласно Э. Крауме [260], в Раммельсберге имеется 26 млн. т руды, содержащей около 7 млн. т свинца, цинка и меди.

д. Представления о генезисе. Решающим минерагеническим фактором при образовании геосинклинальных месторождений является инициальный магматизм. В своей экструзивной форме он выступает и как морфологический фактор в виде вулканических поднятий, а также в качестве поставщика рудного вещества для постмагматических и осадочных образований. Субвулканические и плутоногенные интрузии геосинклинального магматизма рассматриваются большинством исследователей как источник гидротерм, которые ведут к формированию эпигенетических и стратиформных сульфидных месторождений геосинклиналей.

Происхождение железа и марганца в месторождениях типа Лан-Диль может быть объяснено с позиций Х. Рёслера [342]. Исследования геохимического баланса, проведенные Д. Муке [305], показали, что количества Fe и Mn, освобожденного при гидротермальном выщелачивании инициальных вулканитов и туфов эльбингерёдского комплекса, вполне достаточно, чтобы образовать расположенные здесь же месторождения лан-дильского типа. К. Борсдорф [171] показал, что количество свинца и цинка, содержащееся в девонских пелитовых породах, больше количества этих же металлов, которое вообще могло высвободиться из вулканитов. Так как Раммельсберг относится к типу медьсодержащих свинцово-цинковых месторождений (Cu : Pb : Zn = 1 : 9 : 19), то, несомненно, его нельзя прямо генетически связывать с геосинклинальными эффузивными магматитами (спилит — Cu : Pb : Zn = 1 : 0,2 : : 1,1; кератофир — Cu : Pb : Zn = 1 : 0,5 : 3). Имеется в виду образование месторождения или в связи с послемагматическими остаточными растворами, связанными с эффузивами, или за счет металлсодержащих растворов, возникших при выветривании пород в процессе разрушения вулканических поднятий. Против последней гипотезы в той форме, как она была сформулирована Р. Гребе [218], говорит тот факт, что соотношения элементов в областях сноса и осадконакопления и на месторождениях различны. Кроме того, не имеется никаких литолого-геохимических и физико-химических оснований для локального экстремального накопления таких элементов, как Pb, Zn, Cu, S и Ba. Остается лишь возможность отнести рудообразующие растворы к гидротермальным, которые были связаны с субвулканическим [343] или плутоническим [170] очагом или же поступали непосредственно из земной мантии. Особенно спорным представляется происхождение серы. Поскольку величина $\delta^{34}S$ в сульфидах месторождений типа Раммельсберг — Мегген составляет в среднем около — 10%, а для месторождений типа Рио-Тинто — Кипр она лежит между ±0 и +5%, то в соответствии с В. Смирновым [373] можно принять, что существенная часть серы поступила из основной магмы мантии. Скопление легкой серы в сульфидных геосинклинальных месторождениях Гарца представляется как местная особенность, обязанная возможной контаминации основной магмы мантии материалом коры.

6.1.1.4. Система минерагенических факторов и индикаторов как основа прогноза распространения окисных и сульфидных геосинклинальных месторождений. В отличие от других типов месторождений, которые связаны с посторогенным магматизмом или с осадочным циклом развития платформенного чехла и которые описаны в разд. 6.1.2 и 6.1.3, для окисных и сульфидных геосинклинальных месторождений пока еще не разработана единая система минерагенических факторов и индикаторов. Такое

положение, во-первых, обусловлено многообразием встречающихся типов месторождений и, во-вторых, объясняется тем, что сведения об истинном характере древних структур геосинклинального этапа можно получить лишь косвенным путем, а реконструкция процесса доорогенного литолого-палеогеографического развития геосинклинальных формаций остается очень приблизительной.

Важнейшим минерагеническим фактором возникновения геосинклинальных месторождений является геосинклинальный магматизм. Этот магматизм контролируется глубинными разломами, которые располагаются по краям тектонических поднятий или эвгеосинклинальных прогибов.

А. Факторы регионального контроля месторождений

Структурные факторы. Железные и марганцевые руды ландильского типа и сульфидные руды типа Рио-Тинто структурно контролируются проявлениями геосинклинальных вулканитов.

По Х. Эренбергу и др. [194], Меггенское месторождение пирита, сульфидов цветных металлов и барита, по всей вероятности, связано с линеаментом, имеющим рейнское простирание[1]. С ним связаны также и рудные жилы Зигерланда. Месторождения Мегген и Раммельсберг приурочены к тектоническим поднятиям. Стратиформная рудная залежь Меггена располагается в кровле одного из таких поднятий, рудная залежь Раммельсберга — на фланге другого.

Палеогеографические факторы. Комплексы геосинклинальных вулканитов, аккумулирующихся в виде мощных насыпей, образуют подводные поднятия. Это, например, наблюдается в эльбингерёдском комплексе, в Сланцевых горах Эльбской долины и в трогах Шлейцера и Хофера. С вулканическими поднятиями связаны железные и марганцевые руды лан-дильского типа и сульфидные руды типа Рио-Тинто.

Формационные факторы. Железные руды лан-дильского типа контролируются вулканогенно-известняковой фациальной областью (Тюрингский трог) или вулканогенно-известняково-осадочной субформацией (Ренский трог) [172]. Эти руды преимущественно находятся в связи с вулканитами диабаз-спилитовой формации. Для марганцевых месторождений характерны тесные взаимоотношения с кремнистыми сланцами вулканит-кремнисто-глинисто-сланцевой ассоциации флишевой формации. Сульфидные месторождения типа Раммельсберг—Мегген приурочены к пелитовой формации, которая образовалась в умеренно восстановительных условиях. Здесь обнаруживается связь с магма-

[1] Т. е. северо-северо-восточное.— *Прим. ред.*

тизмами микросиенит-каратофировой формации. На серноколчеданных месторождениях типа Рио-Тинто—Кипр она оказывается значительно более тесной.

Б. Факторы локального контроля месторождений

Структурные факторы. В случае железорудных месторождений лан-дильского типа выходы термальных источников, а вместе с ними также и линзы железной руды контролируются радиальными трещинами в вулканических постройках.

Пиритовые руды типа Рио-Тинто (рудник «Эйнхейт»), по Х. Шеффлеру [357], связаны в кварцевых кератофирах с зонами механической деформации, проявленными в виде трещин, прожилков и жил,а также интерстиций в кластолавах. Эти соотношения лучше всего проявлены в 15-метровой толще кварцевых кератофиров висячего бока на руднике «Эйнхейт».

Палеогеографические факторы. По Р. Гребе [218], железные руды лан-дильского типа в желобообразных депрессиях связаны с туффит-пелитовыми образованиями, переслаивающимися с известняками. В местах выклинивания эти образования переходят в маломощные известняки.

В случае месторождений типа Рио-Тинто (рудник «Эйнхейт») *промышленные серноколчеданные руды, по* Х. *Шеффлеру* [357], ограничены в своем распространении толщей наиболее кислых кварц-кератофировых лав в висячем боку вулканогенной серии, где среднедевонские массивные известняки нормально налегают на кератофиры.

Физико-химические факторы. Гематитовые руды лан-дильского типа образуются при положительном окислительно-восстановительном потенциале в пределах или вблизи кровли вулканических поднятий. Магнетитовые, сидеритовые или хлоритовые руды встречаются в более глубоких частях депрессий или вулканических поднятий; в противном случае вблизи выходов термальных вод они должны были бы быть защищены от вторичного окисления.

В. Индикаторы месторождений

Железные руды лан-дильского типа: дисперсная окисная, силикатная и карбонатная железная минерализация в вулканогенно-осадочных геосинклинальных формациях.

Марганцевые руды: дисперсная окисная, силикатная и карбонатная марганцевая минерализация в кремнистых сланцах вулканогенно-осадочной формации.

Серноколчеданные руды типа Рио-Тинто: зоны пропилитизации в геосинклинальных вулканитах, дисперсная пиритная минерализация в зонах дробления вулканитов. Отношение Ni/Co в пиритах меньше 1. Серноколчеданные руды этого типа, содер-

жащие цветные металлы, выявляются по Cu-Zn-аномалиям в комплексе вулканитов.

Сульфидные месторождения типа Раммельсберг—Мегген: в качестве индикаторных элементов при геохимических поисках лучше всего подходят цветные металлы Cu, Pb и Zn, а также Ba.

6.1.2. Минерагения месторождений орогенной и субсеквентной стадий (интракрустальные оловянно-вольфрамовые месторождения; на примере Рудных гор)

6.1.2.1. Общие закономерности. Уже давно установлено, что эндогенные оловянно-вольфрамовые месторождения строго контролируются рядом геолого-тектонических факторов.

Месторождения этой генетической группы характеризуются следующими существенными особенностями:

1. Встречаются в областях, имеющих вытянутую форму (пояс, зона), и возникают только там, где в ходе тектоно-магматических процессов могут происходить значительные перемещения и дифференциация вещества. Это прежде всего имело место в среднюю и позднюю стадии геосинклинального (орогенного) развития.

2. Возникают в таких геосинклинальных (орогенных) областях, в которых господствует сиалический магматизм. Этот геосинклинальный (орогенный) тип отличается тем, что в среднюю и позднюю стадии для него характерно образование крупных гранитоидных батолитов и гранитоидных малых интрузий.

3. Локализуются в сиалических геосинклинальных (орогенных) областях там, где имеются интрузивные специализированные (Sn-F-Li-Rb) и высокодифференцированные гранитоидные магматиты и где благодаря вытянутым в горизонтальном и вертикальном направлениях тектоническим структурам стали возможными процессы экстракции, мобилизации и осаждения, необходимые для аккумуляции олова.

4. Контролируются в первую очередь морфологическими особенностями геохимически специализированных посткинематических гранитоидов. Особенно благоприятны локальные выступы в гранитных массивах (штоки, купола, гряды). Месторождения этого типа образуются как в эндо-, так и в экзоконтактах, но, как правило, не выходят за пределы зоны шириной в 2 км по обе стороны от контакта. Во многих случаях можно наблюдать отчетливую минерализационную зональность.

5. В связи с процессами накопления олова могут иметь место интенсивные метасоматические преобразования как в гранитоидах, так и в окружающих породах (фельдшпатизация, окварцевание, топазизация, мусковитизация, хлоритизация, гематитиза-

ция). Поскольку эти изменения охватывают большие области и подчиняются определенным пространственным и временны́м закономерностям, то они являются важными индикаторами месторождений. Модель последовательности изменений pH и обусловленных ими химических преобразований минерализующих растворов показана на табл. 6.1.

Таблица 6.1

Схема ранне- и постмагматических процессов при образовании оловосодержащих грейзеновых формаций (по А. Беусу и А. Соболеву [35])

Стадия	Выделяются	Мобилизуются или мигрируют	Развитие pH раствора	
0. Остаточный раствор (начальная стадия)	—	K, Rb, Si (Na) (Al)	7 → 9	из-за обогащения K, Rb и Si
1. Ранняя микроклинизация (ранняя мусковитизация)	K, Rb	Na, Si (Li) (Al) (F)	9 → 8	из-за выделения K, Rb и обогащения Na и Si
2. Ранняя альбитизация	Na	(Si) (F) (Li) (Al) (K)	8 → 6	из-за выделения Na и дальнейшего обогащения Si и F
3. Силицификация	Si	F, Li, Al, K, Na	6 → 4	из-за выделения Si и более сильного обогащения F
4. Топазизация, протолитионизация	Fe, Li, Si, K, Al	Na	4 → 6	из-за выделения F и обогащения Na
5. Поздняя альбитизация	Na	K	6 → 8	из-за выделения Na
6. Поздняя микроклинизация	K	—	8 → 9	из-за выделения K

Ниже дано описание Рудных гор в качестве примера рудной провинции, в которой развиты Sn-W-месторождения, связанные с кислыми гранитоидами. Проявляющиеся там взаимоотношения типичны для минерагенических условий накопления Sn и W.

6.1.2.2. Геологическая позиция и строение оловянно-вольфрамовой минерагенической провинции Рудных гор. Сосново-Рудногорская антиклинальная зона ограничивает Чешский массив с северо-северо-запада и представляет собой внутреннюю часть Саксоно-Тюрингской зоны Ф. Коссмата [284]. Распространение Sn-W-месторождений ограничено областью, площадь которой составляет примерно 150×75 км (рис. 6.1). В качестве важнейшей предпосылки для образования Sn-W-месторождений следует рассматривать интрузии многочисленных посткинематических гранитов верхнекаменноугольного — пермского возраста. По А. Штрекейзену, их следует отнести к монцогранитам (вплоть до сиенито-гранитов). Граниты залегают на глубине под всеми Рудными горами в виде батолита. Это батолитовое глубинное тело морфологически сильно расчленено и имеет многофазный характер. Глубина внедрения

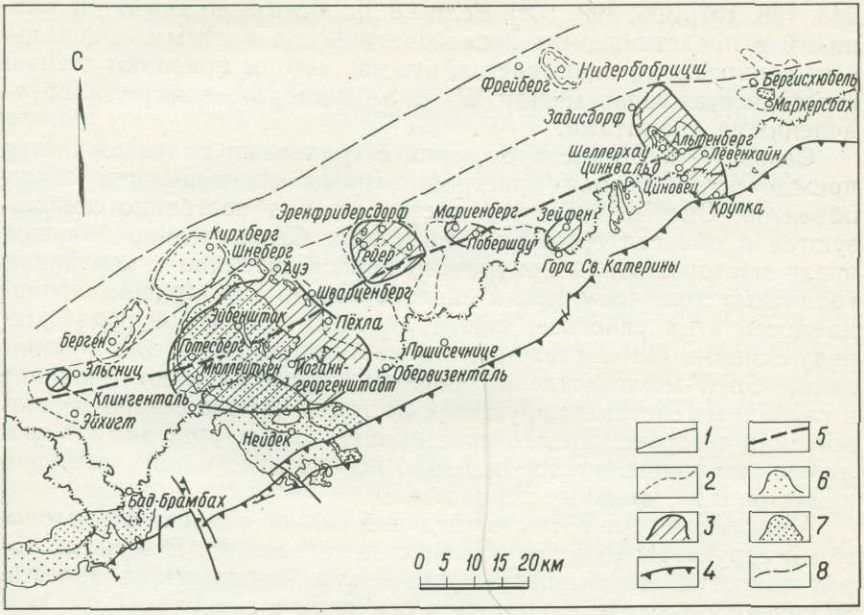


Рис. 6.1. Распространение эндогенных оловянных месторождений в Рудных горах — Фогтланде (по Г. Тишендорфу и др. [404]).

1 — северо-западная граница гранитов варисцийского раннего интрузивного комплекса; *2* — северо-западная граница гранитов варисцийского позднего интрузивного комплекса; *3* — области с эндогенными оловянными месторождениями; *4* — северо-западная граница грабена Огрже (Эгер), Рудногорский тектонический шов; *5* — ось оловянного пояса; *6* — граниты раннего интрузивного комплекса; *7* — граниты позднего интрузивного комплекса; *8* — изобата 0 м погребенного Рудногорского плутона.

соответствует интервалу условий от гипабиссальных до субвулканических. Можно выделить ранний и поздний интрузивные комплексы. В обоих комплексах имеются грубозернистые, частично порфировые, средне- и тонкозернистые гранитные фазы. Петрографические и геохимические исследования *этих пород показывают [199, 398, 381, 276], что граниты раннего комплекса*, с которыми пространственно связаны месторождения W-формации, не отличаются от нормальных гранитов, т. е. практически не специализированы. Граниты позднего комплекса, пространственно связанные с месторождениями Sn-формации, напротив, имеют характерные особенности, среди которых следует выделить повышенное содержание Sn, Li, F, Rb и преобладание среди акцессориев топаза. Для оценки рудной перспективности обоих интрузивных комплексов имеет значение низкое содержание в отдельных фазах раннего комплекса Sn, F и Li — элементов, очень важных для образования оловянных месторождений,— тогда как в фазах позднего комплекса оно сильно повышено [398].

6.1.2.3. Оловянно-вольфрамовые месторождения Рудных гор. В связи с большим экономическим значением Sn-W-месторождения Рудных гор в течение двух последних столетий неоднократно были объектом обстоятельных исследований [315, 380,

243, 156, 157, 396, 399, 162]. Если не принимать во внимание различий в представлениях исследователей по частным специальным вопросам, то оказывается, что все авторы признают тесную генетическую связь между W- и Sn-месторождениями и определенными гранитами.

Связь W- и Sn-месторождений с гранитами подтверждается прежде всего тесным пространственным соотношением обоих объектов. Оказывается, что месторождения постоянно локализуются в области гранитных выступов. Сравнительно большое число месторождений приурочено непосредственно к контактам гранитных тел, чему могли способствовать как лучшая проницаемость этих участков, так и литологический контроль. Наряду с эндо-и экзоконтактными областями гранитов для локализации Sn-W-месторождений равным образом имеют значение и глубинные системы нарушений большей частью северо-восточного или северо-западного простирания. Эти нарушения контролируют не только месторождения, но частично также интрузии гранитов и их жильные дериваты.

Морфология Sn-W-месторождений сильно зависит от литологии и структуры рудовмещающего пространства. В Рудных горах имеются штоки, штокверки, жилы, прожилки и залежи. Штокверки и штоки находятся в основном в гранитах.

В соответствии с генетической принадлежностью к разным интрузивным комплексам и с учетом различных минеральных парагенезисов на Sn-W-месторождениях Рудных гор можно выделить разнообразные формации (с разделением их на группы, типы и подтипы):

а. Месторождения вольфрамовой формации:

вольфрамит-молибденит-кварцевая группа — жилы в граните или во вмещающих породах (Чорлау, Пехтельсгрюн, Эйх, Триперсдорф, Ростава);

шеелитовая группа — метасоматические тела в боковых породах (Цобес).

б. Месторождения оловянной формации:

пегматитовая группа — жилы в породах, вмещающих гранит (Вернежов);

касситерит-кварцевая группа;

касситерит-кварцевый тип — жилы в граните (Ролава, Пжебус, Денитцгрунд);

касситерит-кварц-топазовый тип, частично с вольфрамитом;

касситерит-кварц-топаз-литиевослюдистый подтип — грейзеновые тела в граните; древняя грейзеновая стадия и верхний метасоматический ярус (Крупка, Циновец, Альтенберг, Задисдорф, Эренфридердорф, Гейер, Горни Блатна, Красно, Чиста);

касситерит-кварц-топаз-мусковитовый подтип — грейзеновые тела в граните; поздняя грейзеновая стадия и нижний метасоматический ярус (Готтесберг, Танненберг);

касситерит-силикат-сульфидная группа;

касситерит-турмалиновый тип — прожилки и импрегнации во вмешающих гранит породах (Подлеси, Ауэрсберг);

касситерит-амфибол-(скарновый) тип — прожилки и импрегнации в скарнах и скарноидных пластах, являющихся рудоосаждающими средами (Златы-Копец, Брейтенбрунн — Пела);

касситерит-хлорит-сульфидный тип — прожилки, частично брекчиевые зоны во вмещающих граниты породах (Зейффен);
касситерит-сульфидная группа — прожилки и жилы во вмещающих гранит породах (гора Св. Катерины и гора Св. Себастьяна, Поберсхау, Лаутербах).

Минерализация W-формации локализуется исключительно вблизи гранитов или в самих гранитах, принадлежащих к раннему интрузивному комплексу; минерализация Sn-формации занимает аналогичную позицию относительно гранитов позднего интрузивного комплекса. Такое пространственное расположение минерализации и гранитов позволяет предполагать их генетическую связь.

Образование месторождений Sn-формации связано с исключительно сильными метасоматическими процессами. Они начинались вслед за затвердеванием гранита в позднемагматическую стадию с мусковитизации, калифельдшпатизации и альбитизации и могли приводить к образованию апогранитов (в понимании А. Беуса). В Рудных горах заключительный, чаще всего тектонически контролируемый этап грейзенизации соответствует наиболее широко проявленным стадиям метасоматоза и оруденения. Типоморфными минералами являются касситерит и топаз. Далее следует менее интенсивно проявленный процесс образования калиевого полевого шпата и альбита. Серицитизация, каолинизация, флюоритизация и гематитизация относятся уже к мезо- и эпитермальным процессам. Их проявления можно наблюдать в большинстве рудногорских Sn-W-месторождений. Наряду с перечисленными жильными образованиями выделяются также пирит, арсенопирит, самородный висмут, висмутин и халькопирит. Широко распространен станнин, не имеющий, однако, экономического значения.

Вышеназванные формационные группы, типы и подтипы в основном располагаются зонально относительно контакта гранитного массива (рис. 6.2). В самом нижнем ярусе, охватывающем гранит и область вблизи его контакта, развита минерализация касситерит-кварцевой группы (касситерит-кварцевый и касситерит-кварц-топазовый типы), причем касситерит-кварц-топаз-мусковитовый подтип образует нижний метасоматический ярус, в котором преобладает процесс выщелачивания лития, а касситерит-кварц-топаз-литиевослюдистый подтип — верхний ярус, где литий накапливается. В экзоконтакте развивается минерализация касситерит-силикатно-сульфидной группы. Формирование турмалинового типа (происхождение бора, вероятно, латеральсекреционное) и скарнового типа зависит от литологии вмещающих пород. Минерализация касситерит-хлорит-сульфидного типа и касситерит-сульфидной группы завершает с внешней стороны зональную последовательность. Очень часто имеет место пространственное наложение минерализаций.



Рис. 6.2. Зональное расположение типов оловянной минерализации, связанных с гранитоидами (схема).

В соответствии с разным уровнем денудационного среза гранитного плутона в трех рудных районах Рудных гор встречаются различные формационные типы месторождений. Если в восточной и центральной частях гор минерализация представлена всеми зонами, то в западной части, где плутон эродирован на бóльшую глубину, в основном развита минерализация нижнего яруса.

В Рудных горах наибольшую экономическую ценность представляют штокообразные грейзеновые месторождения касситерит-кварц-топазового типа, при этом значение литиевослюдистого и мусковитового подтипов одинаково. После разработки схемы обогащения экономически выгодной станет и минерализация скарнового типа.

6.1.2.4. Генезис оловянно-вольфрамовых месторождений. Генетическая связь рудногорских W- и Sn-месторождений с определенными посткинематическими гранитами, их внедрением и кристаллизацией, а также с последующими постмагматическими процессами бесспорна. Однако остается неясным, какие процессы непосредственно обусловили образование месторождений.

В принципе можно предложить два возможных варианта происхождения олова.

а. Гипотеза остаточного раствора (А. Добре, П. Ниггли). Принимается, что олово (и другие элементы) накапливается в остаточных растворах, которые освобождаются при застывании гранитоидной магмы. При движении этих остаточных растворов вверх против направления действия сил гравитации происходит изменение растворимости находящихся в растворах веществ (особенно под влиянием изменения давления и температуры), что приводит к отложению оловосодержащих фаз.

б. Гипотеза мобилизации (Ф. Зандбергер, В. Барсуков). В данном случае принимается, что олово (и другие элементы) уже имеется в повышенных количествах в соответственно геохимически специализированных гранитоидах и оно мобилизуется

(экстрагируется) из уже твердой породы растворами, которые в свою очередь освобождаются при застывании гранитоидных расплавов в глубокозалегающем очаге. Причины переотложения те же, что и в случае *а*, однако здесь особенно велико значение изменений pH.

Согласно новым исследованиям, в Рудных горах второй вариант (*б*) происхождения олова, по крайней мере для части структур, довольно вероятен.

При этом имеет значение перерыв, отмечаемый между кристаллизацией гранитов и образованием месторождений, свидетельствующий об отчетливо постмагматическом характере оруденения. Далее очень важным представляется тот факт, что в ходе метасоматоза в большом масштабе происходили процессы обмена вещества. Соответствующие зоны выщелачивания были обнаружены, например, для лития [397]. Одновременно можно отметить, что темные слюды в гранитах позднего интрузивного комплекса представляют собой потенциальные носители Sn, F и Li, которые при изменениях (мусковитизации — серицитизации — хлоритизации) вносили свою долю в общую массу соответствующих элементов (особенно олова), поступающую в гидротермальные растворы. Для мобилизации олова и других элементов необходима относительно высокая активность фтора в растворах. Поэтому содержание фтора в гранитной магме, по-видимому, исключительно важно для образования Sn-месторождений тех типов, которые распространены в Рудных горах.

Хотя пространственные соотношения минерализации W-формации и гранитов раннего комплекса очевидны, в настоящее время еще невозможно дать удовлетворительное объяснение их причинных связей.

6.1.2.5. Система минерагенических факторов и индикаторов как основа прогноза распространения эндогенных оловянных месторождений в Рудных горах. При выработке системы факторов и индикаторов для эндогенных оловянных месторождений оказалось целесообразным наряду с факторами, прямо контролирующими оруденение, и индикаторами, указывающими на него, включать в эту систему также и косвенные факторы и индикаторы, связанные со специализированными гранитами. В табл. 6.2 в качестве примера указаны только факторы, контролирующие формирование рудоносных гранитов и рудных месторождений. Значение обоих факторов и индикаторов для перспективной оценки, естественно, различно, поскольку рудоконтролирующие факторы более тесно связаны с месторождением, чем те факторы, которые контролируют специализированные граниты. Для того чтобы производить оценку перспективности областей, крайне важно выделить факторы и индикаторы как благоприятные, так и неблагоприятные для формирования руд.

Отдельные факторы и особенно отдельные индикаторы взаимообусловлены и более или менее хорошо коррелируются между собой (положительно или отрицательно). Если принцип такой корреляции известен, то отпадает надобность изучать все факторы и индикаторы; в этом случае следует обращать внимание лишь на те, которые однозначно отражают специализацию оцениваемого района. Естественно, что подобные соотношения часто не

Таблица 6.2

Система металлогенических факторов и индикаторов как основа для прогнозирования распространения эндогенных оловянных месторождений в Рудных горах

А. Факторы и индикаторы, относящиеся к гранитам

1. Факторы

Вещество и структура	Благоприятные особенности	Неблагоприятные особенности
Геотектоническая позиция в орогене	Положение в пограничной области (краевая антиклиналь) между центральным массивом варисцийского орогена (Чешский массив) и северной основной частью варисцийской геосинклинали	Положение в центральном массиве в области интрагеоантиклинали (кристаллическая зона Центральногерманского поднятия)
Догранитные и ранее существовавшие тектонические элементы во вмещающих породах, такие, как паракристаллические плоскостные и линейные текстуры, догранитные трещинные структуры и догранитные нарушения	Наличие глубинных разломов; места их взаимного пересечения, а также пересечения глубинных разломов со структурными зонами более низкого порядка; относительно небольшое расстояние между двумя (параллельными) глубинными разломами	Отсутствие глубинных разломов, относительно узкие структурные зоны, относительно большое расстояние между отдельными структурными зонами
Происхождение	Палингенно-анатектическое; ±эвтектический расплав	Мигматическое; частичное плавление, анатектиты
Внедрение	Интрузивное	±in situ
Возрастное положение в орогене	Варисцийские посткинематические интрузивные комплексы субсеквентного периода	Доварисцийские или варисцийские, до- и синкинематические интрузивные комплексы инициального и синорогенного периодов

2. Индикаторы

К *прямым индикаторам* принадлежат: отрицательные гравиметрические аномалии; распространение даек и минеральных жил во вмещающих породах; повышенное содержание и широкое рассеяние Li во вмещающих породах

К *косвенным индикаторам* принадлежат: модальный состав (сиенито-граниты, щелочные полевошпатовые граниты); плагиоклазы с более низким содержанием An-составляющей; темная слюда, богатая Li и Fe (протолитионит); богатая топазом ассоциация тяжелых минералов; высокие содержания гранитофильных элементов (Sn>20, F>2000, Li>300, Rb>>750 млн $^{-1}$); низкие содержания гранитофобных элементов (Ti<700, Ba<200, Sr<70, V<5 млн$^{-1}$); повышенное рассеяние элементов-примесей; интенсивные автометасоматические изменения (мусковитизация, альбитизация, циннвальдитизация)

Б. Рудоконтролирующие факторы и индикаторы

1. Региональные факторы

Вещество и структура	Благоприятные особенности	Неблагоприятные особенности
Региональное положение Sn-F-Li-специализированных гранитов	Области зоны поднятия гранитной магмы; область наибольшей мощности плутона Рудных гор	Области вне (особенно севернее) оловянного пояса
Морфология поверхности в среднем и крупном масштабах, а также уровень внедрения Sn-F-Li-специализированных гранитов	Высокое положение гранитных выступов, пиков, куполов, штоков; резкий контакт кровли отдельного плутона, апикальных интрузий, малых интрузий; субвулканический уровень интрузий	Депрессии; нерезкие контакты кровли отдельного плутона; крутые, с нерезкими контактами, фланги отдельного плутона; плутонический уровень интрузии
Положение контакта Sn-F-Li-специализированных гранитов относительно земной поверхности, уровень эрозионного среза	Расстояние от поверхности Земли до 200 м, максимум 500 м; прикровельная область полностью обнаженного отдельного плутона	Глубина от поверхности Земли более 500 м; отдельный глубоко эродированный плутон

Вещество и структура	Благоприятные особенности	Неблагоприятные особенности
До- и послегранитные структурные зоны (глубинные разломы и разломы более низкого порядка)	Рудоносные структуры северо-восточного простирания (иногда меридиональные), а также области их пересечения со структурами северо-западного простирания; наличие катаклазированных и брекчированных тел, жерл вулканов	Незначительная или экстенсивная разрывная тектоника, ведущая иногда к экстенсивной оловянной минерализации
Магматические жилы, рудосодержащие жилы, разломы, а также зоны обрушения или их серия как индикаторы рудоконтролирующих структур	Большое количество; северо-восточное простирание	Отсутствие
2. Локальные факторы		
Контакты пород	Большое количество, особенно контактов таких пород, которые по своей литологии и свойствам (трещиноватости) совершенно по-разному действуют на осаждение олова (растворяя→осаждая)	Отсутствие
Литология боковых пород, особенно смена литологического облика:		
минеральный состав и химизм	Благоприятные для метасоматоза породы, например породы, богатые полевым шпатом и известью, которые легко отдают щелочные и щелочноземельные компоненты, т. е. вызывают повышение pH и выпадение олова; при известных условиях также и основные породы, такие, как лампрофиры	Неблагоприятные для метасоматоза породы, например кварциты
пористость	Высокая эффективная пористость	Низкая эффективная пористость
способность к трещинообразованию	Благоприятные для образования трещин твердые породы, такие, как гранит, гранит-порфир, гнейс	Неблагоприятные для образования трещин отчасти мягкие породы, такие, как очковый гнейс, филлит, карбонатные породы, глинистый сланец
трещинообразование	Высокая степень упорядоченности в расположении трещин и повышенная интенсивность трещиноватости при возможном образовании жил; более низкая степень упорядоченности и высокая интенсивность трещиноватости при возможном образовании штокверков	Малая степень упорядоченности в расположении трещин и низкая интенсивность трещиноватости при возможном образовании жил; высокая степень упорядоченности и малая интенсивность трещиноватости при возможном образовании штокверков

3. Индикаторы руд

К *прямым индикаторам* относятся: наличие гранитоидов в перспективных фациях в соответствии с условиями, перечисленными в пунктах *A, 1* и *A, 2*.

К *косвенным индикаторам* относятся: повышенные содержания Sn в грунтовой воде (>0,5 мкг Sn/л); повышенные содержания гранитофильных элементов в почве (Sn>100, Li>100 млн$^{-1}$)*; повышенные содержания гранитофильных элементов в коренной породе (Sn>100, Li>180, Bi>5 млн$^{-1}$)*; перспективное проявление постмагматических изменений (первый этап: богатый литием слюдяно-топазовый грейзен; второй этап: бедный литием слюдяно-топазовый грейзен); перспективный тип оловянной минерализации (кварц-топазовый, турмалиновый, хлорит-сульфидный, а также амфибол-скарновые типы); повышенные содержания ценных компонентов (Sn, W, Mo, Bi) в руде; старые и современные горные выработки

* Повышенное содержание Li указывает только на богатую литием минерализацию первого метасоматического этапа; ореолы бедного литием второго этапа отличаются пониженными содержаниями лития по сравнению с его региональным кларком.

являются универсальными и характерны лишь для определенной тектоно-магматической ситуации. Наконец, при использовании критериев следует всегда иметь в виду, что по отношению к месту и времени формирования месторождения как факторы, так и индикаторы обнаруживают закономерное пространственное распределение и закономерную временну́ю последовательность.

6.1.3. *Минерагения месторождений молассовой и платформенной стадий (месторождения цветных металлов типа медистых сланцев)*

6.1.3.1. Введение. Медное оруденение в основании цехштейна типа медистых сланцев — медистых мергелей представлено знаменитыми европейскими месторождениями меди. Это прежде всего медные месторождения в Предсудетской моноклинали (Польская Народная Республика). Месторождения юго-восточного гарцского форланда (Мансфельд, Зангерхаузен) и вновь разведанные области в Нидерлаузице образуют современную и будущую базу медной горной промышленности в ГДР. Несмотря на большое хозяйственное значение меднослан цевых месторождений для ПНР и ГДР, в мировом масштабе этот тип оруденения играет относительно незначительную роль. Стратиформные месторождения медистых песчаников (Джезказган и Удокан в СССР, Уайт-Пайн в США, Медный пояс в Замбии—Катанге) содержат намного более высокие промышленные запасы, и разработка их технически гораздо проще, чем эксплуатация меднослан цевых месторождений. Что касается запасов и величины годовой добычи, то в мировом масштабе месторождения медистых песчаников (типа красноцветных и др.) находятся на втором месте после меднорудных месторождений порфирового типа. Меднослан цевые месторождения не относятся к числу редких (их можно встретить, например, в Донецком бассейне, на Сибирской платформе, в районе Антиатласа в Марокко), однако большей частью они непригодны для разработки.

Из меднослан цевых руд юго-восточного гарцского форланда наряду с Cu добывают прежде всего Ag. Далее, при металлургическом процессе извлекаются второстепенные и редкие элементы: Pb, Zn, V, Ni, металлы Pt-группы, Au, Se и Cd. Из меднослан цевых руд возможно также получение Ge, Re и Mo. Промышленная добыча очень крупных запасов руд, содержащих свинец и цинк, но бедных медью, заключенных в толще основания цехштейна, в настоящее время не производится по технологическим причинам и из-за нерентабельности такого рода работ. В целом руды цветных металлов в основании цехштейна представляют собой значительную концентрацию вещества, связанную с поздневарисцийским металлогенезом в Центральной Европе.

6.1.3.2. Региональная геолого-структурная ситуация. Область распространения морского центральноевропейского цехштейна лежит к юго-западу от Восточно-Европейской платформы и перекрывает ее на севере и северо-востоке бассейна. В то время как на северном краю бассейна под цехштейном развиты пермосилезские осадки и вулканиты и в основном нескладчатые толщи древнего палеозоя, на его южном краю цехштейн перекрывает Реногерцинскую и Саксоно-Тюрингскую зоны варисцийского орогена с его пермосилезскими продуктами денудации, заключающими прослои субсеквентных вулканитов.

Медистые сланцы, залегающие в основании морского цехштейна, т. е. в основании серии Верра (Z1), являются древнейшими осадками платформенного этажа в северной части Центральной Европы, подвергшейся варисцийской складчатости. Они лежат как на поздневарисцийской «внутренней молассе», относящейся к переходному этажу, так и на «внешней молассе», которая севернее варисцийского орогена располагается под несмятыми древнепалеозойскими слоями. Последняя моласса имеет уже характер платформенного осадка. На южном краю области распространения медистых сланцев она местами трансгрессивно залегает на более древних этажах, породы которых были смяты в варисцийское или доварисцийское время. Отчетливо повышенным содержанием цветных металлов, местами достигающим промышленных значений для меди, характеризуются прежде всего те породы в основании цехштейна, которые приурочены к межгорным молассовым трогам внутри варисцийской орогенной области. Медное оруденение приобретает характер месторождения только там, где под молассовым этажом обнаруживаются кристаллические породы внешнего края Саксоно-Тюрингской структуры, т. е. области, пограничной между Саксоно-Тюрингской и Реногерцинской зонами варисцийского орогена (Рихельсдорф в ФРГ, Зангерхаузен — Мансфельд, Шпремберг — Вейсвассер в ГДР). Расположенные в ПНР месторождения (Северо-Судетская мульда и Предсудетская моноклиналь) непосредственно примыкают к вышеназванным.

Сульфидное Cu-Pb-Zn-Ag-оруденение встречается не только в медистых песчаниках, но также в залегающих непосредственно под ними кластических (песчано-глинистые мергели, песчаники, конгломераты) и песчанистых карбонатных (базальный известняк или вмещающий пласт) осадках и в глинисто-карбонатных породах висячего бока глинистых сланцев (базальные части цехштейнового известняка). В связи с этим лучше говорить о рудоносной (с цветными металлами) зоне в основании цехштейна или о содержащем цветные металлы оруденении в основании цехштейна типа медистых сланцев.

6.1.3.3. Медные месторождения в рудоносной зоне в основании цехштейна (тип медистых сланцев). Рудоносная зона в основании цехштейна с общим количеством металлов (Cu, Pb и Zn), измеряемым многими миллионами тонн, представляет собой наиболее крупное в Европе скопление цветных металлов. Область распространения медистых сланцев и их эквивалентов протягивается из юго-восточной Англии через Нидерланды, ФРГ и ГДР вплоть до ПНР и СССР. В Предсудетской моноклинали (ПНР) находится сейчас наиболее крупное разведанное медное месторождение Европы. С тех пор как 50 лет назад возобладало представление о сингенетичном формировании меднослацевых месторождений, медистые сланцы считаются прототипом почти моногенетического синседиментационного сульфидного оруденения [360, 211, 337, 255, 198, 422]. Лишь в немногих работах

процесс постседиментационного перемещения растворов рассматривается как существенный фактор рудообразования [224, 335].

а. Позиция медных месторождений в зависимости от палеогеографии морского бассейна, в котором шло отложение медистых сланцев. Региональное распределение металлов Cu, Pb и Zn в медистых сланцах, хотя и регулируется палеогеографически, тем не менее в значительной степени остается независимым от литологических процессов образования пород основания цехштейна. Медное оруденение, имеющее промышленный характер, встречается вблизи южного края цехштейнового моря, однако на различном расстоянии от берега.

В молассовом этаже местами встречаются приподнятые участки варисцийского складчатого фундамента, которые также и во время отложения осадков платформенного этажа частично были мелководными. Скопления меди располагаются по соседству с этими воздыманиями фундамента над краевыми участками интраорогенных молассовых впадин.

В области распространения месторождений в кластических осадках непосредственно под медистыми сланцами или известняком цехштейна имеются косослоистые песчаные банки. Они в общем тесно связаны с красноцветными осадками основания цехштейна (фация красного рухляка). Промышленные скопления медных руд приурочены исключительно к пограничной зоне между серыми (вплоть до черных) и красноцветными осадками основания цехштейна. В районах развития фации красного рухляка, которая крайне бедна цветными металлами, обнаруживаются участки с песчанистыми рыхлыми отложениями в медистых сланцах, с залежами песчаника, с обильными ископаемыми остатками (кораллы, остракоды) и с подводными оползнями в цехштейне, что свидетельствует о мелководных условиях осадкообразования. В местах распространения фации красного рухляка медистые сланцы имеют меньшую мощность, чем те же сланцы, но сопряженные с сапропелитовой фацией; нередко они полностью выклиниваются у песчаных банок. Отдельные области развития фации красного рухляка (большей частью области пограничные) отличаются повышенным по сравнению с центральными областями содержанием органического углерода и магнетитовых псевдоморфоз по пириту.

К Северо-Судетской мульде (ПНР) приурочена лишь одна область с фацией красного рухляка, расположенная на южном берегу цехштейнового моря. Хотя на северном берегу также имеется протяженный ареал распространения этой фации, однако там отсутствует промышленное медное оруденение.

На основании различной региональной палеогеографической позиции областей с фацией красного рухляка различаются и все медные месторождения в основании цехштейна в соответ-

ствии с литологией рудовмещающих пород. В Северо-Судетской мульде минерализована толща переслаивающихся известняков и мергелей, залегающая над базальными известняками. В Предсудетской моноклинали в районе Шпремберг—Вейсвассер и в Рихельсдорфе оруденение распространено в мергеле, а в рудном районе юго-восточного гарцского форланда (Мансфельд—Зангерхаузен) — главным образом в глинистом мергеле.

б. Форма рудных тел. В разд. *а* было установлено, что все оруденение промышленного характера приурочено к пограничной области между темными и красноцветными осадками основания цехштейна. Красное окрашивание очень широко распространено в кластических осадках под медистыми сланцами. В медистых сланцах и известняках цехштейна оно в общем всегда имеет более ограниченное развитие. Ц. Фризе и В. Юнг [204] выявили в северо-восточном гарцском форланде четыре цикла красного окрашивания. Максимума оно достигает в базальных частях веррского ангидрита. Если значительные в экономическом отношении меднорудные скопления могут латерально распространяться в сторону от края фации красного рухляка в известняк цехштейна или в медистые сланцы на несколько километров (около 3 км), то по вертикали вниз от красноцветных участков существенное оруденение отклоняется лишь на немногие дециметры. Изредка, главным образом во вмещающих породах лежачего и висячего бока, мощность оруденения составляет несколько метров. Богатые медные руды в кластических осадках лежачего и висячего бока медистых сланцев (песчаная руда), в медистых сланцах и в известняках цехштейна непосредственно подстилаются красноцветными породами, при этом мощная зона осветления не смещается. Протяженность по площади богатого рудного поля зависит от угла пересечения границы фации красного рухляка медистыми сланцами ($<1°$) и от площади распространения красноцветных пород, находящихся непосредственно под медистыми сланцами. В общем около 70% оруденения связано с литостратиграфическими единицами медистых сланцев или их эквивалентов; однако в рудных областях Рихельсдорф и Предсудетской моноклинали и в районе Шпремберг—Вейсвассер богатая медная минерализация приурочена к кластическим осадкам, располагающимся под медистыми сланцами. В таких случаях во вмещающих породах лежачего и висячего бока медистых сланцев может находиться от 60 до 100% общего количества меди. Меднорудные тела образуют пологоволнистые плиты, которые лишь незначительно выходят за пределы медистых сланцев в сторону их лежачего или висячего бока (Мансфельд—Зандерхаузен) или с приближением к области фации красного рухляка представлены медными песчаными рудами (перед краем красноцветных

пород лежачего бока), нормальными сланцевыми рудами (при распространении красного окрашивания вверх вплоть до медистых сланцев) и, наконец, рудами висячего бока (Шпремберг—Вейсвассер, частично Рихельсдорф и Судетская моноклиналь). На рис. 6.3, *а* и *б* изображены оба типа меднорудных тел.

в. Рудоконтролирующая зональность (рис. 6.4). Решающим минерагеническим фактором, которому оруденение в основании цехштейна подчинено в еще большей степени, чем факторам па-

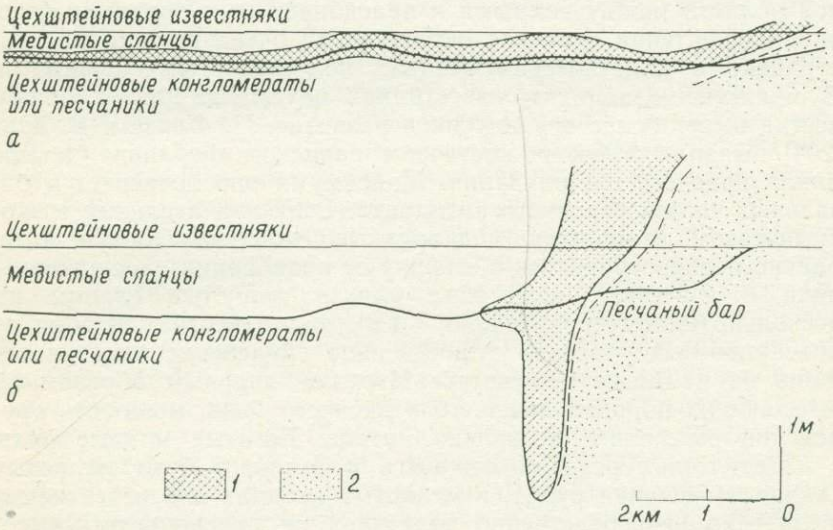


Рис. 6.3. Положение меднорудного тела в основании цехштейна.
а — Нидерлаузиц; *б* — Мансфельд — Зангерхаузен.

леогеографическим и литологическим, являются рудоконтролирующие условия выпадения в осадок, обусловившие зональное распределение минерализации. Такая зональность отмечается в рудоносной зоне и выражена в основном изменением содержаний Cu-Pb-Zn как по горизонтали, так и по вертикали от лежачего бока к висячему. Поведение элементов регулируется ограниченной продукцией H_2S в бактериальном цикле серы и зависит от различий в растворимости образующихся сульфидов ($K_{P\,Cu_2S} = 10^{-50}$; $K_{P\,PbS} = 10^{-28}$; $K_{P\,ZnS} = 10^{-25}$) [405, 406]. Такая зональность проявляется независимо от размеров скопления руд цветных металлов. Зональность обогащенных медью участков, связанных с фацией красного рухляка, выражается следующим образом: Fe^{3+}—Cu—Pb—Zn—Fe^{2+}. Зональность в распределении металлов соответствует зональности в смене парагенезисов. И Рентч и Г. Книтчке [334] описали следующие девять типов

парагенезисов, которые можно было обоснованно выделить в рудоносной зоне, приуроченной к основанию цехштейна: гематитовый, ковеллин-идаитовый, халькозиновый, борнит-халькозиновый, борнитовый, борнит-халькопиритовый, халькопирит-пиритовый, галенит-сфалерит-халькопиритовый, галенит-сфалеритовый, пиритовый. Этот ряд отражает смену образований по мере уменьшения их окислительного потенциала. Практически имеет место следующая зональность: гематит—халькозин—борнит—халькопирит—галенит—сфалерит—пирит. Границы парагенези-

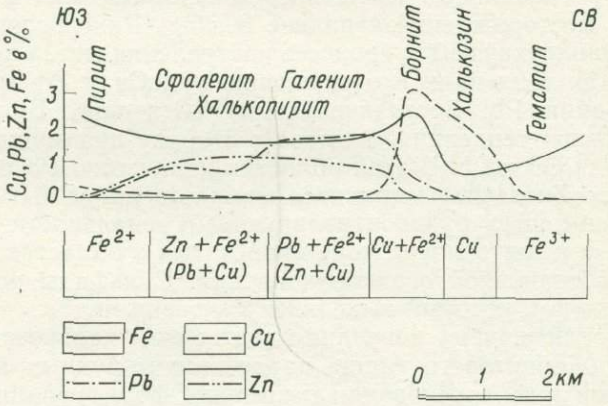


Рис. 6.4. Зональность в распределении металлов и парагенезисов в медистых сланцах (по Я. Рентчу и др. [335]).

сов довольно независимы от литологических границ. Они колеблются около этих литологических границ или пересекают их.

Рудоконтролирующая зональность лучше всего заметна на карте или разрезах, показывающих распределение пометальных и парагенетических типов руд. Пометальные типы могут быть охарактеризованы треугольными диаграммами Cu-Pb-Zn. Выделяются Cu-, Pb-, Zn-типы и один Cu-Pb-Zn-смешанный тип. Бедный металлами Cu-тип встречается на участках, которые в медносланцевом море представляли собой отдельные валы воздымавшегося фундамента, перекрываемые медистыми сланцами. Богатый металлом Cu-тип залегает перед этими валами над краями пермокарбоновых седиментационных трогов и связан с фацией красного рухляка. Относительно редкий Pb-тип располагается большей частью по периферии Cu-типа. Широко же распространенный Zn-тип доминирует прежде всего во впадинах. На 28 тыс. км^2 в южной части ГДР изученная площадь распространения медистых сланцев характеризуется соотношением Cu : Pb : Zn в рудоносной зоне, равным 1 : 1,6 : 3,5.

г. Замечания по поводу генезиса. Привнос металлов происходил, вероятно, снизу из кластических осадков поздневарисцийской молассы и осуществлялся грунтовыми водами в связи

с ингрессией цехштейнового моря. Содержание в медистых сланцах таких элементов, как V, Mo, Cr и в ограниченной степени также Ni и Co, соответствует содержанию их в других черных сланцах и в целом параллелизуется с количествами органического углерода и минералов глин. Привнос металлов Cu, Pb, Zn и Ag из молассовых осадков в разных участках медистых сланцев был различен. На рис. 6.5 изображено размещение пометальных типов в отдельных областях распространения медистых сланцев в ГДР. Такая типизация, проведенная как в локальном, так и в региональном масштабе, показывает, что в областях развития месторождений западнее Эльбы (Рихельсдорф, Мансфельд—Зандерхаузен) в процессе поступления металлов проявилась четкая тенденция к обогащению руд Cu и Zn при слабой концентрации Pb. Восточнее Эльбы (Северный Бранденбург, Нидерлаузиц) тенденция смещена в сторону преимущественного накопления Cu и Pb. В этих областях количество Pb превышает количество Zn. Центры привноса металлов могут быть установлены с помощью рудоконтролирующей зональности. Привнос металлов в цехштейновое море происходил в областях с окислительной обстановкой осадконакопления. Сульфиды осаждались сероводородом, который выделялся бактериями.

За исключением ковеллин-идаитового, халькозинового и халькозин-борнитового типов, парагенезисы рудных минералов рудоносной зоны в основании цехштейна формировались в раннюю диагенетическую стадию. Образование медных минералов зависело от соотношения Fe/Cu в осадке. «Первичное» раннедиагенетическое происхождение ковеллинового, халькозинового и халькозин-борнитового парагенезисов невозможно, так как для них характерно исключительно низкое содержание Fe (среднее содержание Fe в сапропелитовых медистых сланцах — 2,24%; среднее содержание Fe в медистых сланцах с халькозиновым и ковеллиновым оруденением — 0,95%). Наблюдающиеся сейчас парагенезисы рудных минералов в рудоносной зоне основания цехштейна в их окончательном виде моложе, чем диагенетически перекристаллизованные карбонаты и раннедиагенетический пирит. Карбонаты и пирит замещаются сульфидами цветных металлов. В продолжение диагенеза граница между окислительными и восстановительными условиями смещалась в направлении сапропелитовых медистых сланцев. В ходе этих диагенетических и катагенетических процессов кислородсодержащие воды мигрировали в осадки основания цехштейна. Происходило перемещение металлов, приводившее к обеднению ими окислительной области и обогащению зоны, граничащей с восстановительной областью. Этот процесс диагенетического окисления слоев увеличивал область распространения фации красного рухляка. Ковеллин выделялся при воздействии относительно бедных медью

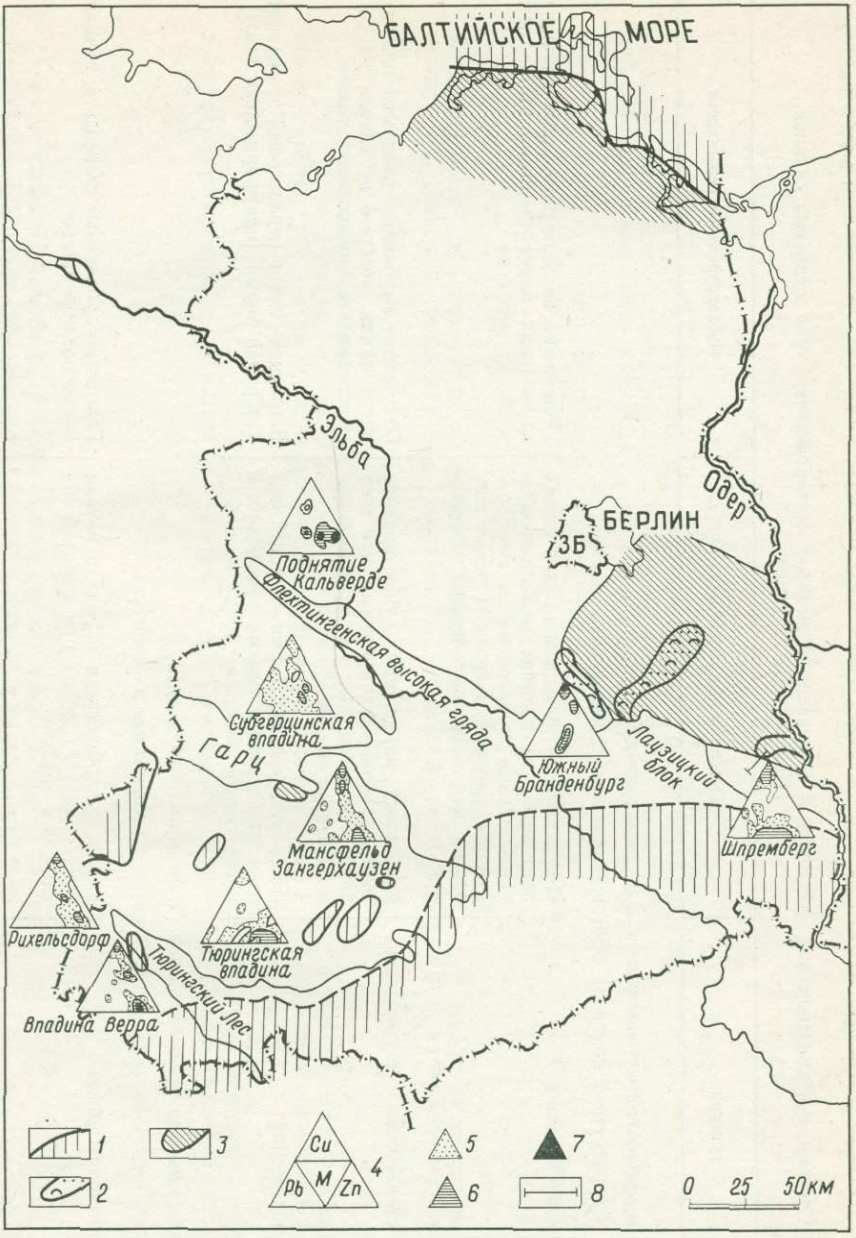


Рис. 6.5. Размещение пометальных типов минерализации в рудоносной зоне в основании цехштейна.

1 — первичная граница распространения медистых сланцев; *2* — песчаные бары в основании цехштейна; *3* — фация красного лежня; *4* — треугольные диаграммы, характеризующие пометальные типы; *интервалы содержания металлов (в треугольных диаграммах)*: *5* — 1—5%, *6* — 5—15%, *7* — 15—30%; *8* — положение разреза, приведенного на фиг. 6.4.

Таблица 6.3

Система минерагенических факторов и индикаторов медных месторождений типа медистых сланцев (Центральная Европа)

Структура	Благоприятные особенности	Неблагоприятные особенности
А. Факторы и индикаторы, относящиеся к черным сланцам		
1. Факторы. Структурный контроль обогащенных металлами черных сланцев		
Геотектоническая позиция	Положение на западном краю Русской платформы на границе между поздневарисцийским молассовым и платформенным этажами. Первая морская ингрессия над континентальными отложениями	Положение на западном краю впадины в пределах платформенного этажа над внешней молассой
Ранее существовавшие тектонические элементы	Глубинные нарушения, существование которых было благоприятным для развития значительных внутриорогенных молассовых впадин	Отсутствие глубинных разломов или наличие таких, которые не влияли на седиментацию в молассовом этаже
Возрастное положение	На границе нижней перми—верхней перми (молассового этажа—платформенного этажа)	В нижней перми (молассовый этаж) или в верхней перми (платформенный этаж)
2. Индикаторы наличия черных сланцев (типа медистых сланцев)		
Косвенные индикаторы		
Наличие галогенного цикла	Глинисто-карбонатная порода в начале самого раннего цикла при наличии нескольких циклов	Глинисто-карбонатные породы в начале более поздних циклов
Мощность горизонта карбонатных пород первого цикла	Сильные колебания мощности	Выдержанная мощность
Прямые индикаторы		
Содержание $C_{орг}$	В зависимости от типа породы в среднем от 1 до 6% в серых и темно-серых породах; максимальные значения в отдельных пробах до 25%	В светло-серых, зеленых и красных породах в большинстве случаев менее 1%
Б. Рудоконтролирующие факторы и индикаторы		
1. Региональные факторы		
Региональная позиция медных месторождений в основании цехштейна	Над или недалеко от Центральногерманской кристаллической зоны, расположенной в складчатом фундаменте	К северу от Саксоно-Тюрингской зоны
Региональная позиция медных месторождений межгорных молассовых трогов	Над краями трогов на флангах воздымания складчатого фундамента	Непосредственно над воздыманиями складчатого фундамента и над центральными частями молассовых трогов
2. Локальные факторы		
Диа- и катагенические изменения осадков в восстановительных условиях	Граница между темными и красными породами основания цехштейна (край фации красного рухляка)	Фация красного рухляка; фация недостаточно обогащенных черных сланцев
3. Индикаторы руды		
Рудоконтролирующая зональность Fe^{3+}—Cu—Pb—Zn	Развитие Cu-типа	Cu-тип не развит или имеет сугубо подчиненное значение
Типы минерализации	Халькозиновый, халькозин-борнитовый, борнитовый, борнит-халькопиритовый, а также халькопиритовый парагенезисы в непосредственном контакте с красными осадками основания цехштейна	Халькопирит-пиритовый, галенитовый, сфалеритовый, а также пиритовый парагенезисы
Содержание ценных компонентов в рудоносной зоне основания цехштейна: Cu	>10 кг/м^2	<10 кг/м^2

растворов на пирит, халькопирит, борнит, сфалерит и галенит. При избытке Cu сразу же образовывался халькозин или в качестве промежуточного продукта — ковеллин, который затем переходил в халькозин [335]. В результате этого перемещения металлов оказывается, что распределение Cu-оруденения больше уже не ограничено только медистыми сланцами; в зависимости от положения этого оруденения относительно фации красного рухляка оно наблюдается также в песчанике, медистых сланцах или известняке цехштейна. Более поздние гидротермальные жилы влияют на оруденение лишь в ограниченном масштабе.

По-прежнему происхождение металлов в этих месторождениях проблематично. На основании точных сведений о распределении металлов и пометальных типов на южном краю бассейна можно с уверенностью констатировать, что медносланцевое море в цехштейне получало лишь незначительное количество металлов за счет поверхностных вод. В соответствии с данными К. Ведеполя [422] правомерно утверждать, что оруденение в медистых сланцах не могло возникать из нормальной морской воды. Это следует, например, из различий в соотношении Cu : Pb : Zn в морской воде и в осадках низов цехштейна. Как уже отмечалось, привнос в медносланцевое море рудных растворов грунтовой водой снизу из отложений бессточных межгорных молассовых трогов подтверждается рудоконтролирующей зональностью. Поступление растворов происходило во время ингрессии цехштейнового моря. Участие гидротерм, связанных с поздневарисцийским субсеквентным вулканизмом, было невозможным, так как подчиненный линеаментам субсеквентный вулканизм такого же состава проявлялся и внутри и вне орогена, а образование руд цветных металлов в основании цехштейна происходило только над внутренней молассой. Кроме того, озерно-речные сероцветные осадки, которые формировались одновременно или непосредственно вслед за пермосилезской вулканической активностью, лишь в ничтожной степени обогащены цветными металлами. Размыв в саксонии и самых низах цехштейна части этих относительно слабо распространенных «промежуточных месторождений», образовавшихся в отэне, едва ли смог обеспечить столь большое количество металлов, которое сконцентрировано в основании цехштейна. Соотношения металлов Cu, Pb и Zn в питающих участках межгорных молассовых трогов, в самих молассовых осадках и в рудоносной зоне в основании цехштейна хорошо согласуются между собой. Необычные Pb-аномалии в основании цехштейна связаны с соответствующими аномалиями в молассовых осадках и в нижнепермских вулканитах. В настоящее время нет никаких вещественных доказательств участия гидротерм в привносе металлов в медносланцевое море. Как показали И. Рентч и др. [336], существует тес-

ная связь между содержанием вещества в молассовом этаже и оруденением в основании цехштейна. Мобилизация и транспортировка вещества являются, по существу, палеогеографической проблемой. Описанная В. Юнгом [251] глыбовая тектоника имеет решающее значение для палеогеографического и палеотектонического развития пермосилезских внутренних впадин и тем самым также и для формирования медных месторождений в основании цехштейна.

6.1.3.4. Система минерагенических факторов и индикаторов как основа для прогнозирования размещения медных месторождений типа медистых сланцев в Центральной Европе. На основании установленных закономерностей размещения медносланцевой минерализации в табл. 6.3 сведены важнейшие факторы и индикаторы этого типа месторождений.

6.1.4. Минерагения месторождений солей

6.1.4.1. Введение. Среди осадочных образований соленосные формации занимают особое положение. С одной стороны, они представляют собой тип чисто химических осадков, даже если из-за отсутствия легкорастворимых солей развиваются неполные разрезы серий, и, с другой стороны, поскольку они находятся и под тектоническим и под климатическим контролем, их следует относить к образованиям, переходным от орогенной к платформенной стадии. Эти закономерности развития, а также повторяющееся солеосаждение в благоприятных структурах крупных седиментационных бассейнов приводят к тому, что соленосные формации нередко бывают связаны с некоторыми типами месторождений, которые сами по себе имеют большое хозяйственное значение (Cu-Pb-Zn-оруденение, месторождения серы, нефти и газа и др.).

В течение последних десятилетий благодаря интенсивному изучению углеводородов, а также калийных солей наши знания о процессах, протекающих в крупных соленосных бассейнах, значительно увеличились. Однако ряд генетических вопросов все еще остается открытым. Ниже делается попытка выработать систему важнейших минерагенических факторов и индикаторов для месторождений минеральных солей.

6.1.4.2. Общерегиональные факторы, контролирующие месторождения

а. Геотектонические факторы. При сравнительном изучении распределения соленосных формаций бросается в глаза, что в определенные геологические отрезки времени накопление эвапоритов совершалось в больших объемах и глобально, тогда как

в другие эпохи их образование носило лишь подчиненный характер или часто вообще не происходило. Согласно Ф. Лотце [287], причина этого «правила одновременности» кроется в тесной связи с тектоническими циклами, так как выделение солей усиливается или одновременно с процессами горообразования большого масштаба или непосредственно после них. Причины же этой связи заключаются в том, что:

в платформенной области благодаря эпейрогеническим движениям могут формироваться отдельные более расчлененные и обширные бассейны; при трансгрессиях и ингрессиях эти синеклизы и краевые прогибы платформенной области, а также отчасти пред- и межгорные прогибы складчатых геосинклинальных областей образуют пространства, благоприятные для солеосаждения [1];

вследствие общей тенденции к регрессии создаются благоприятные условия для изоляции отдельных океанических бассейнов;

обменная связь таких частных бассейнов с океаном в сильной степени зависит от характера соединительных протоков.

Поскольку с тенденцией к регрессии, вызывающей сокращение поверхности океана, связано повышение аридности, то создается благоприятная обстановка для формирования морских месторождений минеральных солей. Благодаря синорогенному общерегиональному увеличению расчлененности рельефа даже внутри континентов возникают благоприятные условия для создания отдельных бессточных бассейнов, а также для их пересыхания и тем самым для образования соляных месторождений континентального происхождения.

Анализ распространения галогенных формаций на территории СССР показал, что 67% их связано со структурами в платформенных областях, 25% — с межгорными прогибами складчатых геосинклинальных систем и 8% — с краевыми прогибами таких же систем [63].

На рис. 6.6 приведена обобщающая схема, которая поясняет глобальную взаимосвязь между крупными тектоническими циклами и соленакоплением. Так, возникали, например:

перед концом ассинтского цикла кембрийские крупные месторождения Ангаро-Ленского бассейна (Восточная Сибирь) и Ирано-Пакистанского бассейна (Соляной кряж в Пакистане);

в конце каледонского цикла силурийские месторождения Северной Америки (формация Салина) и девонские месторождения Припятской (Солегорск) и Днепровско-Донецкой впадин, а также Западной Канады (формация Прерие в Саскачеване);

[1] Нередко подобные крупные седиментационные бассейны вследствие благоприятной структурной позиции обнаруживают определенную пространственную инерционность, в связи с чем создаются условия для многократного (цикличного) образования соляных комплексов (закон наследования Ф. Лотце [287]) как в пределах одной эпохи, так и на протяжении многих эпох (Центральноевропейский бассейн, южная часть Пиренейского бассейна, Ангаро-Ленский бассейн).

в конце варисцийского цикла крупные месторождения Центральноевропейского цехштейнового бассейна, Восточно-Европейского пермского бассейна (Предуралье, Прикаспий, Донбасс) и Северной Америки (средняя часть континента);

в конце киммерийского цикла, с верхней юры до нижнего мела, месторождения Средней Азии (Гаурдак в Таджикистане), Западной Европы, Северной и Южной Америки, а также Северной и Южной Африки (Народная Республика Конго);

перед концом альпийского цикла залежи минеральных солей на территории Предкарпатья и Закарпатья (Величка в ПНР, Стебник в Украинской ССР), Италии (Сицилия) и в бассейне Средиземного моря, в Испании (бассейн Эбро), во Франции (Верхнерейнский грабен), в северной части Африки (в частности, в Эфиопии), в Тянь-Шане, а также в Северной Америке.

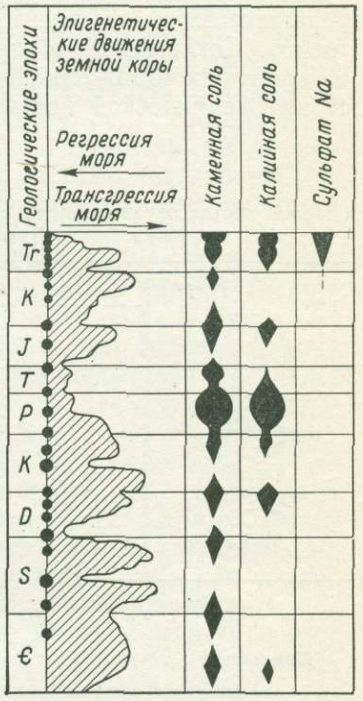


Рис. 6.6. Обзорная схема соотношений между солеобразованием и крупными тектоническими циклами развития Земли [414].

б. Климатические факторы. Анализ условий современного соленакопления показывает его отчетливую связь с теплыми аридными климатическими зонами, особенно с засушливыми областями Земли. Лишь в этих районах имеются предпосылки для того, чтобы испарение превалировало над поступлением континентальных и морских растворов и достигались такие температуры, которые создавали бы возможность для упаривания высококонцентрированных рассолов и осаждения легкорастворимых калийных солей. Как было показано Ф. Лотце [287] путем палеографической реконструкции теплых аридных климатических зон, эта связь в общем имела значение и для процессов солеобразования в геологическом прошлом. При этом оказалось, что случавшиеся в истории Земли значительные колебания климата оказывали прямое влияние на интенсивность солеосаждения. Так, временами повсеместно прекращалось, например, отложение каменных углей и минеральных солей. По примеру современных образований можно утверждать, что в геологическом прошлом также были периоды интенсивных и экстенсивных аридных условий. Отсюда следует, что возникновение соленосных формаций в большой степени определяется совпадением в пространстве и во времени благоприятных климатических и

геотектонических факторов. Таким образом интенсивность солеотложения может быть выведена из интерференционной картины, полученной путем наложения кривых, функционально отражающих климатические и тектонические условия.

в. Физико-химические факторы. Судя по последовательности осаждения большого числа соленосных образований, аккумулированные элементы преимущественно возникли из морских растворов. Согласно М. Валяшко [414], состав океанической воды со времен кембрия заметно не изменился. Если исходить из состава океанической воды (табл. 6.4) и сравнить теоретически

Таблица 6.4

Солевой состав океана и доля сухого остатка при полном выпаривании воды (по В. Смирнову [6])

Соль	Содержание	
	в воде, вес. %	в сухом остатке, %
$NaCl$	2,723	77,76
$MgCl_2$	0,381	10,88
$MgSO_4$	0,165	4,74
$CaSO_4$	0,126	3,60
K_2SO_4	0,086	2,46
$CaCO_3$	0,012	0,34
$MgBr_2$	0,007	0,22
Сумма	3,500	100,00

Примечание

После испарения столба морской воды высотой 10 м образуется слой осадка следующего состава и мощности (по Г. Рихтеру-Бернбургу, 1968):

158,5 мм { 28 мм K-Mg-солей, 126 мм NaCl, 4 мм $CaSO_4$, 0,5 мм $CaCO_3$ } $\approx$ { 15 мм $MgCl_2$, 7 мм KCl, 6 мм $MgSO_4$ }

ожидаемый нормальный профиль осадков, который получился бы при полном выпаривании этой воды, с действительными разрезами месторождений солей, то обнаружится очень существенная разница как в соотношениях отдельных компонентов, так и в мощностях отдельных слоев и в их минеральном составе.

Экспериментально-теоретические исследования, в которых принимался за основу простой состав океанической воды, были предприняты довольно давно. Первая всеобъемлющая схема экспериментально установленной последовательности и диа-

граммы стабильных равновесий [416] хотя и обнаружили принципиальное соответствие с первоначально выявленной последовательностью солеобразования в цехштейне, однако потребовали при объяснении соотношения мощностей и определенных парагенезисов (например, кизерит — сильвин — галит — кизеритовая хартзальц) прибегнуть к помощи особых модельных представлений и к предположению о более высоких температурах образования (>83°С). Наиболее приемлемой теоретической основой для объяснения природных соотношений мощностей оказалась разработанная К. Оксениусом [314] теория баров, а также ее более поздние вариации (насыщение на шельфе, Г. Рихтер-Бернбург [338]). В настоящее время дальнейшее развитие этой теории предполагает, что соленосные бассейны состоят, как правило, из системы частных бассейнов, которые отделены друг от друга и от океана валами и барами, в той или иной степени препятствующими свободному обмену растворами. В соответствии с потерей воды за счет испарения (теплый аридный климат) происходит постоянный приток раствора из океана. В зависимости от степени концентрации растворов (а также воздействия баров) осаждение солей может произойти в определенной последовательности по горизонтали по направлению к конечному бассейну (например, известняк — ангидрит — галит), причем это повторяется и в вертикальной смене фаций в самом бассейне.

При разведке соленосных бассейнов стало ясно, что большое число месторождений калийных солей (СССР, Канада, Франция) состоит из чисто хлоридных, совсем почти свободных от сульфатов, толщ. Они не могли образоваться даже при благоприятном сочетании всех перечисленных выше факторов непосредственно из морской воды. На основе проведенных советскими учеными обстоятельных исследований солеосаждения на примере современных процессов М. Валяшко [414] пришел к заключению, что при образовании подобных месторождений вода уже в фазе первоначального сгущения (перед садкой галита, в подготовительную стадию) претерпевает метаморфизацию. Опираясь на детальные исследования и физико-химические модели, он доказал также, что в результате притока с континента Са-содержащих растворов, а также при вероятном участии органики возможно полное удаление $MgSO_4$ из морской воды.

Дальнейшие исследования соляных озер в СССР показали, что солеосаждение осуществляется по естественной «метастабильной солнечной диаграмме», и это в свою очередь позволяет объяснить образование встречающихся парагенезисов при нормальном интервале температур [414]. В результате была предложена свободная от противоречий модель галогенеза (рис. 6.7). Поскольку новыми исследованиями было доказано, что ранее считавшееся спорным местное полное усыхание области соле-

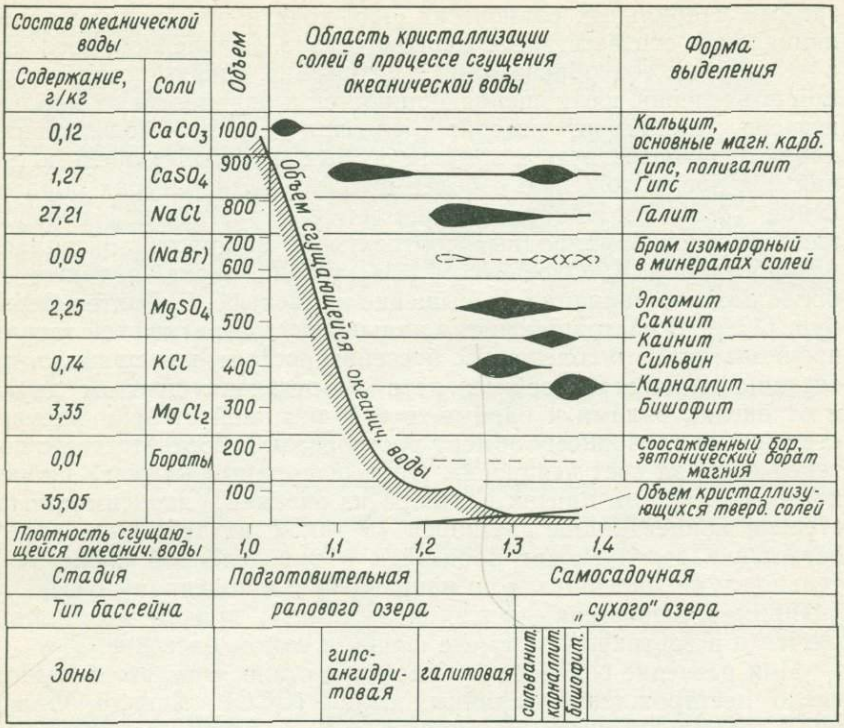


Рис. 6.7. Изменения объема океанической воды в процессе сгущения и последовательность выделения из нее твердых солей в различные стадии (по М. Валяшко [414]).

отложения возможно («отложение в результате высыхания») [434] и синседиментационная раннедиагенетическая дифференциация калийных пластов также реальна [130], то и столь важное для данной модели представление о синседиментационном опускании бассейна также кажется обоснованным. Как следует из рис. 6.7, в конце осаждения галита наступает стадия, во время которой остаточный объем сильно сгустившегося раствора соответствует объему пор в отложившихся непосредственно до этого галитовых слоях (стадия «сухого» соляного озера), и при продолжающемся процессе испарения образуются импрегнационные зоны. Последние хотя и калиеносны, но не являются собственно калийными пластами. Лишь дальнейшее синседиментационное погружение приводит к возникновению в пределах обширных толщ галита локальных опусканий, куда перемещаются сгущенные растворы, из которых могут формироваться калийные пласты.

6.1.4.3. Региональные и локальные факторы, контролирующие месторождения. Факторы, регионально влияющие на солеотложение, разнообразны. Для формирования залежей калийных солей они имеют решающее значение, поэтому требуется особенно тщательный анализ, чтобы их выявить и оценить. Многие из существующих до сих пор моделей галогенеза характеризуются тем, что слишком переоценивают значение определенных факторов, и поэтому оказываются регионально ограниченными. Только в последнее время стало возможным общее объяснение благодаря все более углубленному изучению тектоно-структурных факторов (например, солености Средиземного моря, внутреннего расчленения Восточно-Европейского пермского бассейна) и обнаружению полного разреза серий, включающих также бишофит (например, Прикаспийская впадина).

а. Структурно-палеогеографические факторы. Развитие крупных структур имеет региональное значение. При изучении Верхнерейнского грабена и разломов, ограничивающих грабены аравийско-восточноафриканского региона (Мертвое и Красное моря), оказалось, что они играли существенную роль в развитии отдельных соляных бассейнов и соответствующих месторождений. Так, например, современное солеотложение в Суэцком заливе может быть началом ожидаемого в будущем геологическом времени обширного солеобразования в Красном море. Аналогичные соотношения можно было бы вывести на основе открытия верхнемиоценовой соляной толщи в Средиземном море [240] и предположения о ее связи с крупной областью оседания. При этом отчетливо была бы продемонстрирована роль бара (Гибралтарский пролив). Одновременно возникает проблема первоначальной глубины соленосных бассейнов или о возможном синседиментационном опускании. До сих пор этот вопрос вызывает споры, и его решение может быть различным для разных районов. Для Центральной Европы и отложений цехштейна вся проблематика региональных факторов хорошо отражена на рис. 6.8, где даны соотношения осадков, существовавшие в течение первого цехштейнового цикла. В качестве широко модифицирующего фактора следует назвать план отдельных структур бассейна, существовавший уже во время образования красноцветной формации, и объединение этих структур в один относительно однородный бассейн седиментации путем многократного, отчасти осцилляционного опускания послеварисцийской платформенной области в течение цехштейна — мела. Если рассматривать региональный план частных сильно соленых бассейнов, где шло образование калийных солей, то их значение как краевых конечных бассейнов становится понятным. Здесь следовало бы отнести к модифицирующим факторам пространственное расположение бассейна по отношению к шельфу, где происходит на-

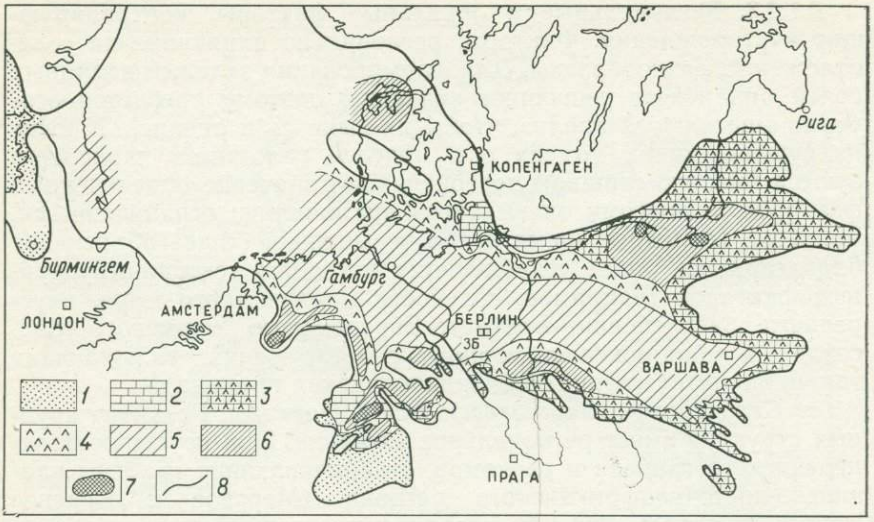


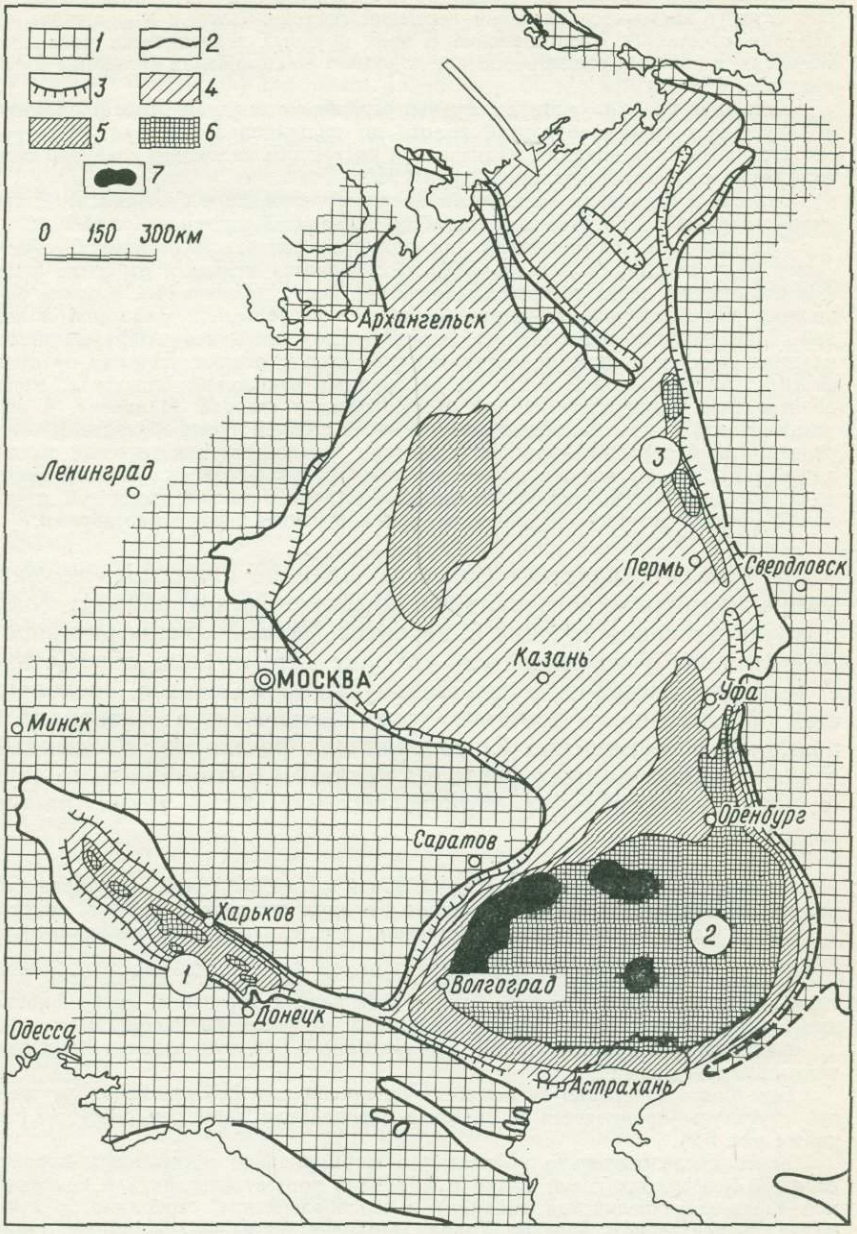
Рис. 6.8. Обзорная карта соотношения осадков в центральноевропейском цехштейновом бассейне во время цикла 1 (цикл Верра) (упрощенная схема по М. Жаркову [60]).

1 — терригенные породы; *2* — карбонатные породы; *3* — карбонат-ангидритовые породы (с примерно равным соотношением компонентов); *4* — ангидрит (зоны ангидритовых валов); *5* — преимущественно ангидрит (с небольшим количеством галита и карбонатов); *6* — галитит (мощность >50 м); *7* — калийные соли; *8* — граница распространения отложений цехштейна.

сыщение (глубоководный шельф — мелководный шельф), и к соответствующим районам поднятий, которые проявляют себя, в частности, благодаря фракционной кристаллизации (известняк — ангидрит — галит). В отношении бассейна Верра—Фульда следует еще раз проверить, не оказывали ли здесь влияние более древние крупные тектонические элементы (Средиземноморско-Мьёзенская зона) благодаря своей мобильности и секущему положению. Это имело бы большое значение для возможного синседиментационного опускания (особенно в стадию отложения калийных солей).

Рис. 6.9. Обзорная карта соотношения осадков в восточноевропейском пермском бассейне (сильно упрощено, по М. Жаркову [60]).

1 — области, в которых отсутствуют пермские отложения; *2* — границы распространения пермских отложений; *3* — максимальное распространение морских осадков перми; *4* — морские осадки перми (глинисто-мергелистые доломиты и ангидрит в меняющихся соотношениях и непостоянной мощности); *5* — галитит; *6* — калийные соли; *7* — бишофитовые породы. *Цифрами на карте обозначены области распространения месторождений калийных солей:* *1* — Днепровско-Донецкая впадина, *2* — Прикаспийская впадина, *3* — Предуральский прогиб (бассейн верховьев Камы, месторождение Соликамск).


1
2
3
4
5
6
7
0 150 300км
Архангельск
Ленинград
МОСКВА
Минск
Казань
Пермь
Свердловск
Уфа
Оренбург
Саратов
Харьков
Волгоград
Донецк
Одесса
Астрахань
1
2
3

Следующим примером модифицирующего действия региональных факторов служит восточноевропейский пермский бассейн. Хотя и упрощенное, но все-таки отчетливое представление о трех крупных тектонически различных областях, в которых солеобразование доходило до отложения калийных солей, дает рис. 6.9:

Донецкая впадина, которая, будучи ограниченной глубинными разломами, обнаруживает грабенообразную, вплоть до авлакогеновой, структуру;

Прикаспийская впадина, являющаяся настоящим бассейном главного солеотложения с синеклизоподобной структурой;

бассейн в верховьях Камы (например, месторождение Соликамск), отчетливо связанный с предгорным прогибом складчатой системы Урала.

Так как этот тектонический ряд примерно соответствует стратиграфическому ряду отдельных пластов [60], то становится ясным и строение шельфов насыщения, через которые океанические воды переливались в более опущенные или опускающиеся части бассейна в соответствии с формой и воздействием приподнятых областей. Замечательно, далее, что в Прикаспийской впадине соляная толща, в состав которой входят осадки, начиная от сульфатных калийных солей и вплоть до мощных отложений бишофита, могла образоваться непосредственно из океанических растворов. Напротив, в верховьях Камы пласты калийных солей в своей нижней части образованы сильвинитом, а в верхней — карналлитом (при наличии эпигенетических преобразований), к тому же они полностью лишены сульфатов, что в свете тектоно-палеогеографической ситуации свидетельствует о вполне понятной отчетливой метаморфизации океанических вод континентальными растворами.

б. Физико-химические факторы. Если не принимать во внимание возможную региональную дифференциацию климата (различную степень испарения и, вероятно, разный приток растворов с континента), то окажется, что уже структурное обрамление соленосных бассейнов существенно влияет на состав, поскольку оно обусловливает доставку тонкокластического материала и возможное поступление Ca-содержащих растворов. Взаимодействием вышеуказанных факторов могла бы быть объяснена дифференциация отдельных калиеносных бассейнов, таких, например, как:

Нижнерейнский бассейн с мощной зоной калийных солей, в которой под кизерит-сильвинитовой частью залегает от двух до трех калийных пластов и которая сама перекрывается постепенно выклинивающейся карналлитовой зоной;

бассейн Верра — Фульда с двумя ясно выраженными калийными пластами, которые своим составом (внизу кизеритовая хартзальц, выше карналлит) указывают на отчетливую зависимость от развития бассейна;

бассейны под Гдыней (ПНР) и в ЛитССР с преимущественно полигалитовыми отложениями.

Еще более отчетливо зависимость процессов соленакопления от внутренней структуры проявляется в Восточно-Европейском пермском бассейне (см. также рис. 6.9).

Здесь последовательно происходило формирование нормальных морских осадков сульфатных солей калия с мощными зонами бишофита в центральной части (Прикаспийская впадина) и солеобразование, свободное от сульфатов, в предгорном прогибе Урала (верховья Камы — Соликамск); таким образом, в обоих случаях процесс протекал в краевой области поступления вещества.

Намного более сильная зависимость, а также специализация по составу (вплоть до формирования областей распространения сульфатов и карбонатов щелочей) обнаруживаются при континентальном солеобразовании. Однако в более крупном масштабе процессы наземного солеобразования начали проявляться впервые с третичного времени, но и тогда в количественном отношении они имели по сравнению с образованием солей океанического происхождения лишь подчиненное значение.

в. Эпигенетические процессы. Они могут проявляться в связи с временным усыханием солеродных бассейнов на конечной стадии и, таким образом, быть одновременными с синседиментационными образованиями. На данной стадии (включая ранний диагенез) выделить эти процессы можно лишь с трудом. Особенно это касается явлений разубоживания. Более четко выявляются процессы переотложения, обусловленные тектоническими явлениями или связанным с ними поднятием растворов. Признаками этих процессов могут служить преобразование карналлита в сильвинит, процесс каинитизации и соответствующие им скопления газов (CO_2, CH_4) и растворов. Такого же типа явления, тектонически связанные с третичным вулканизмом, известны в калиеносном бассейне Верра. К типичным для соляных пород эпигенетическим процессам относится возникновение зон выщелачивания и так называемых соляных шляп (каинит, гипс) на участках, где соленосные залежи вступают в контакт с поверхностными водами и подвергаются суброзии. Типичными признаками, далее, являются образования соляных зеркал над вершинами антиклинальных выступов и диапирами, а также соляных склонов на месторождениях с пологим залеганием слоев, что связано с появлением соляных источников и проседаниями.

г. Галокинетические процессы. Соляные породы (особенно карналлиты) относятся к высокомобильным компонентам земной коры. При соответствующем давлении пород кровли, благоприятной мощности и проявлении начальных тектонических движений, а также благодаря тому, что вмещающие осадки отличаются по плотности от соляных пород, начинается самопроизвольное поднятие соляных масс в виде диапиров. На кратковременную нагрузку соляные породы реагируют как хрупкие тела.

6.1.4.4. Индикаторы месторождений

а. Структурно-фациальные индикаторы. Как следует из вышеизложенного, существуют определенные зависимости, обусловливающие образование соляных толщ в планетарном масштабе, так что принципиально возникает вопрос об определенных осадочных формациях — носителях солей. Эти формации контроли-

руются своей геотектонической позицией (положение в краевой области платформы или внутри орогенных единиц; существование более крупных посторогенных седиментационных бассейнов — синеклиз, авлакогенов; залегание в бассейне, где ранее была развита красноцветная формация).

Фациальные исследования с целью палеогеографического анализа и реконструкции хода осаждения могут позволить выявить горизонтальную и вертикальную зональность на основе обнаружения первых ступеней прогрессивной последовательности отложения солей (известняк — ангидрит или гипс как остаток выщелачивания ангидрита).

Отчетливыми признаками присутствия на глубине соленосных пород служат соляные источники, спорадическое проявление галобиотопов и явления суброзии (провалы и др.).

В связи с относительно малой плотностью соленосных пород для их разведки с успехом применяются гравиметрические методы (например, для диапировых структур). С помощью метода отраженных волн, предполагая, что стратиграфической границей соляной толщи служат плохо проводящие породы (ангидрит), можно установить глубину и форму залегания пологих соленосных комплексов. Калийсодержащие горизонты при бурении уверенно фиксируются гамма-каротажем.

б. Минеральные индикаторы. Изменения примесей сульфатов (от лежачего бока к висячему: ангидрит — полигалит — кизерит) внутри галитовых серий цехштейна позволяют судить о степени сгущения маточного рассола и тем самым о возможной близости калийных пластов. В качестве индикаторов могут также найти применение существующие зависимости осаждения минералов от морфологии бассейна (краевая область — преимущественно сульфатные сильвиновые породы—хартзальц; центральная область — карналлититы) и от близости к разубоженным участкам (повышенное проявление двойных сульфатов и сульфатов).

В случае отложений цехштейна для стратиграфической ориентации используют содержание Br в галите. С помощью этих данных можно также получить информацию о возможном отложении калийных солей. Знания о распределении Br в минералах системы галит — сильвин — карналлит позволяют делать и некоторые генетические выводы [175]. Широкое использование этих величин тем не менее невозможно, так как Br, хотя и закономерно накапливается в остаточных растворах, а также в определенных соотношениях фиксируется в минералах хлоридных солей, может, однако, содержаться в некоторых количествах также в растворах, которые время от времени поступают извне.

6.2. Минерагения жидкого и газообразного минерального сырья

6.2.1. Минерагения углеводородного сырья (петролегения)

6.2.1.1. Неорганическая гипотеза генезиса нефти и газа

а. Различные генетические представления. В соответствии с определенными представлениями, сложившимися в минерагении и придающими большое значение неорганическим процессам при аккумуляции элементов, в петролегении имеют место подобные же концепции, согласно которым углеводороды образуются неорганическим путем. При этом предполагается, что образование нефти и газов обусловлено планетарными процессами дегазации. Этот процесс должен быть связан с космическим веществом, содержащимся в земной мантии и в еще более глубоких зонах Земли. Соответствующие газы (CO, CO_2, H, He, N_2, CH_4) мигрируют вверх по глубинным разломам и проникают в земную кору, где происходят реакции, ведущие к формированию нефти [78]. Кроме того, в верхней части коры неорганическая нефть «загрязняется» органическим веществом, которое находится в породе. Основным процессом считается синтез углеводородов на основе H и CO. Эта реакция, как известно, требует присутствия сильных катализаторов. Другие представления исходят из процесса окисления железа до магнетита, выделения водорода и реакции его с углеродом. Все это происходит в верхней мантии по схеме [59]

$$3Fe + 4H_2O \rightarrow Fe_3O_4 + 4H_2; \quad nC + mH_2 \rightarrow C_nH_{2m}.$$

Углерод может возникать при этом из карбонатов. Сходные реакции идут на основе окисления FeO [129]. Теоретически возможно также разложение перидотитов в присутствии воды, CO_2 и H_2 путем превращения оливина в серпентинит при одновременном новообразовании магнетита, титаномагнетита и нафтенов. Наряду с высокими температурой и давлением этот синтез требует присутствия воды. В качестве ее источника называют процесс дегидратации магматических пород. В последнее время эти реакции переносят в так называемый слой Гутенберга (зона относительно малых скоростей сейсмических волн), который на основании магнитотеллурического зондирования известен как зона повышенной электропроводности. Данный слой, о природе которого еще мало что известно, объявляется «глубинной гидросферой Земли» (в частности, [59]).

б. Проблема свободного пространства. Особенно труден вопрос о свободном пространстве на глубине, где господствует по меньшей мере геостатическое давление, а пористость пород

исчезающе мала. Представления о возможном образовании свободного пространства очень гипотетичны. Так, И. Гринберг [51] считает, что в результате тектонических движений в мантийном материале приоткрываются сколовые и разрывные трещины. Это приводит к возникновению участков «относительного вакуума», куда устремляются флюиды и где время от времени протекают реакции синтеза. Другие исследователи привлекают для объяснения зияющие глубинные разломы, которые, проходя через кору, достигают мантии, или систему распространяющихся до дневной поверхности трещин, формирование которых сходно с образованием трещин при гидравлическом разрыве. Эти глубинные разломы служат также путями для продвижения вверх возникших на глубине веществ, которые при достижении коры претерпевают дальнейшие преобразования. Из глубинных разломов флюиды распространяются в породы-коллекторы и аккумулируются в ловушках.

в. Компоненты нефтей, присутствие которых необъяснимо с позиций неорганической гипотезы. В результате названных выше основных реакций может возникать лишь ограниченная совокупность углеводородных соединений. В геологических условиях это прежде всего низшие алканы, которые действительно могут играть большую роль в составе нефти, но, однако, не образуют всей ее массы. Необъяснимым на основе неорганических реакций является наличие в нефтях веществ, несомненно имеющих биогенное происхождение, таких, как порфирины, пристан, фитан, различные нафтеновые ароматические углеводороды, стеролы, тритерпаны и др. Примечательно далее, что из необозримо большого количества видов возможных углеводородных соединений в нефти, как и в организмах, встречается лишь ограниченное их число; также обстоит дело и с организмами. Относить все полиморфные и несинтезирующиеся соединения к ассимилированным примесям слишком гипотетично.

6.2.1.2. Органическая теория генезиса нефти и газа

а. Главное в проблеме анализа процессов. Анализ процессов, которые ведут к образованию нефти и газа, возможен только на основе геохимических критериев. Для исследования геологической истории вещества не имеется никаких других путей, кроме точного анализа его состава и выяснения характера возможных процессов, приведших к его возникновению. В составе вещества зашифрованы данные об исходном материале, активности среды отложения, а также о термобарических условиях на соответствующем этапе геологической истории. Все это в свою очередь зависит от многих геологических факторов. Несомненно, что их влияние очень разнообразно; воздействие разных факторов на образование нефти и газа многократно перекрывается и

переплетается. Гипотезы, утверждающие органическое происхождение нефти и газа, кажутся намного более вероятными, чем представления о неорганическом генезисе этих полезных ископаемых.

б. Компоненты нефти и газа и их происхождение. Изучение компонентов нефти и газа с очевидностью показывает, что они распадаются на две группы:

1. Органические соединения, обязанные своим происхождением организмам и лишь слабо преобразованные (табл. 6.5).

Таблица 6.5

Примеры органогенных соединений в нефти

Соединение	Ограническое исходное вещество	*Процесс преобразования*
Порфирины	Хлорофилл, гемин	Отщепление боковых цепей, образование металлокомплексов у порфиринов
Пристан	Хлорофилл	
Фитан	Хлорофилл	
Терпеноиды, стероиды	Липиды	Дегидрогенизация, утрата боковых цепей
Фенантрен	Липиды	
Жирные кислоты	Аминокислоты (Протеин) Липиды	Гидролиз, дезаминизация, энзиматические реакции
Тиофены	Витамины	

2. Соединения вторичного происхождения, не присутствующие в организмах (табл. 6.6).

Если соединения второй группы должны возникать из соединений первой, то указание на исходный материал для нефтеобразования дала бы именно первая группа, тогда как вторая свидетельствовала бы о геолого-геохимической эволюции вещества первой группы. Было бы вполне правомерным принять, что вторая группа не имеет ничего общего с первой и, возможно, могла возникнуть неорганическим путем. Но если соединения первой группы совершенно точно произошли за счет организмов, а компоненты второй группы — из биогенных соединений первой в результате реакций, которые могли протекать в геологических условиях, то органическая природа всех составных частей нефти и газа становится весьма правдоподобной.

Если принимать, что вторая группа компонентов возникла на глубине первичным и неорганическим путем, то возникают весьма большие трудности. Нефтеобразование в таком случае было бы процессом синтеза. Термодинамика учит, что для этого

Таблица 6.6

Примеры вторично образованных соединений в нефти и газе (не содержащихся в организмах)

Соединение	Происхождение	Процесс образования
н-Парафины C_2 до C_{12}	Боковые цепи циклических соединений, мостиковые структуры, конденсация ароматических углеводородов	Термокаталитические и энзиматические реакции
Метан	Так же, как выше, плюс парафины	Так же, как выше, плюс биохимические анаэробные и термические реакции
Ксилол, толуол	Пигменты (каротины)	Термическое разложение, температура более 110 °С
Моно- и бициклические нафтены	Нафтеновые ароматические углеводороды	Термокаталитические реакции
Моно- и бициклические ароматические углеводороды	Лигнин, жирные кислоты, первичные смолы, нафтеновые ароматические углеводороды	Термокаталитические реакции
Нафтены с длинными боковыми цепями	Не известно	Не известен
Конденсированные ароматические углеводороды с числом колец более 5	Не известно	Не известен
Асфальтены, смолы	Циклические соединения	Окисление путем десульфуризации, химическое окисление

требуется большая энергия. Не обошлось бы дело и без значительного количества катализаторов. Для объяснения их возникновения требуется еще большее количество вспомогательных гипотез. То, что не может быть синтезировано, приходится рассматривать как ассимилированное вещество, поступающее из органической субстанции, т. е. принадлежащее к вышеупомянутой первой группе соединений.

Неорганическая гипотеза теряет логичность, если учесть, что химическое разложение всегда протекает легче, чем синтез, и что количество способных разлагаться веществ чрезвычайно велико и постоянно образуются новые такие вещества. Последнее обстоятельство при отказе от точки зрения на происхождение нефти и газа за счет организмов порождает трудности с объяснением, где же скапливаются остатки от их разложения. Кроме того, если в ходе геологической истории неорганические про-

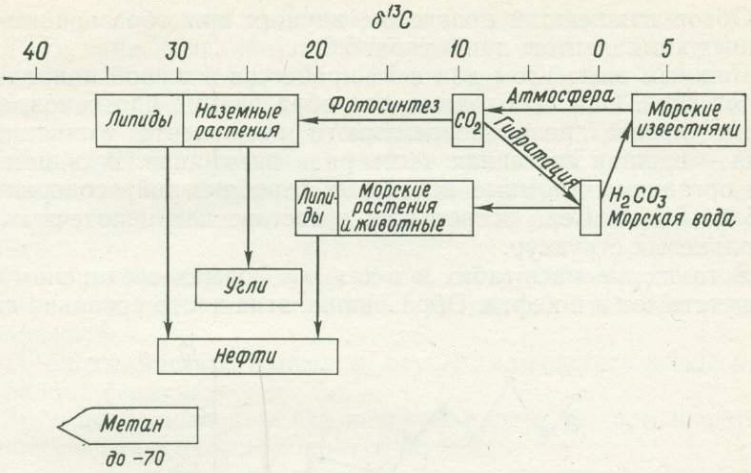


Рис. 6.10. Распределение изотопов углерода в органическом и неорганическом веществе (по С. Силвермену [370]).

дукты синтеза и могли бы образовывать примеси в составе нефти и газа, то это отнюдь не свидетельствовало бы против основных положений органической теории происхождения последних.

К органическим веществам, которые легче всего разлагаются в геологических условиях и имеют к тому же наибольшее сходство с компонентами нефти, относятся липиды и протеины. Липиды в своей главной массе состоят из цепочечных соединений, получающихся при разложении жирных кислот. При утрате COOH-группы из них образуются длинноцепочечные парафины. В соответствии с биохимическими законами среди жирных кислот гораздо больше соединений с четным числом атомов С, чем с нечетным. Поскольку при упомянутой реакции каждый раз теряется один атом С, то возникающие в этом случае парафины должны иметь преимущественно нечетное количество этих атомов. Это действительно можно наблюдать в экстрактах из осадков и в длинных цепях (C_{12}—C_{18}) в молодой нефти [178]. Липиды содержат циклические соединения типа стероидов с ядрами фенантрена, которые также находятся в нефти. Наконец, изотопный состав углерода в нефтях также обнаруживает тесную связь с липидами (рис. 6.10).

Углеводородные газы, как правило, обогащены легким углеродом (^{12}C) по сравнению с нефтями [370]. При всех биохимических процессах преобладает легкий углерод. Особенно высоким содержанием ^{12}C характеризуется метан, образующийся в результате жизнедеятельности анаэробных бактерий. Это также является подтверждением биохимического происхождения природных газов. Газы, образующиеся при высоких температурах и встречающиеся относительно редко, должны содержать более тяжелые изотопы. Дальнейшее важное свидетельство в пользу органической теории дают порфирины (ванадиевые, никелевые и железные комплексы порфиринов), которые представлены стабильными циклическими структурами хлорофилла, гемина и других пигментов. Последующие продукты распада хлорофилла — пристан и фитан — также присутствуют в нефти в относительно большом количестве [193].

Обзор важнейших процессов, идущих при образовании вторичных компонентов, дан в табл. 6.6.

Важным элементом для всех процессов в живой природе является сера. Она необходима для образования протеинов, в которых играет роль непременного компонента аминокислот. Сера — важная составная часть ряда витаминов. В общем живые организмы (помимо некоторых серобактерий) содержат от 0,05 до 5% S. Сера встречается в составе как цепочечных, так и кольцевых структур.

В таких же масштабах и в тех же формах соединения серы присутствуют и в нефти. Образование этих часто довольно слож-

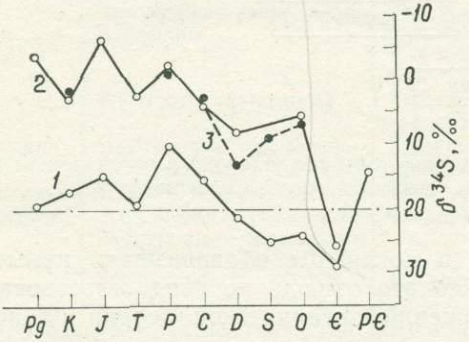


Рис. 6.11. Распределение изотопов серы в отложениях древних морей (кривая *1*), в нефтях СССР (кривая *2*) и в нефтях США (кривая *3* и черный пунктир) (по Р. Панкиной и С. Максимову [92]).

Данные охватывают интервал времени от палеогена до докембрия.

ных веществ удовлетворительно объясняется и без неорганической гипотезы; для органической теории они совершенно естественные составные части нефти и газа.

Вещества, содержащие серу, также принадлежат двум группам соединений: обязанным своим происхождением организмам и вторично образованным. Организмы заимствуют серу из сульфатов, которые растворены в воде. Вторично образующиеся соединения также заимствуют ее из сульфатов, но не прямо, а с помощью десульфурирующих бактерий, которые разлагают сульфаты глубинных вод на сероводород и кислород. Поскольку растворенные в этих водах вещества, вероятно, находятся в равновесии с породами, то в этом случае сульфаты, а вместе с ними и входящая в их состав сера должны отражать соотношение изотопов в окружающих породах и в водах существовавших тогда морей. Параллелизм в распределении изотопов серы ($^{32}S/^{34}S$) в нефтях и отложениях древних морей иллюстрирует рис. 6.11. Смещение кривых относительно друг друга обусло-

влено биологическим эффектом обогащения более легким изотопом. Эти данные являются основательной поддержкой органической теории происхождения нефти и газа. Следует принять, что все сложные вещества были синтезированы при пока еще не известном энергетическом и геохимическом состоянии Земли.

в. Возможные процессы и связанные с ними проблемы. Органическая теория отнюдь не укладывается в единую и общепризнанную теоретическую модель. Существуют различные ее варианты.

Ниже перечисляются процессы, которые могут приводить к возникновению углеводородов путем преобразования остатков организмов:

1) биохимические процессы, осуществляющиеся в еще отвердевающих осадках;

2) химические процессы, которые протекают при низких давлениях и невысоких температурах;

3) химические реакции при более высоких температурах (примерно от 60 до 80 °С) в присутствии катализаторов;

4) крекинг-процесс при высоких температурах.

Разница во взглядах в принципе заключается в том, какому процессу отдается предпочтение. Процесс 1 основан на действии энзимов и других биохимико-каталитических реакциях. Этот процесс высокоэффективен: в анаэробной обстановке приводит к быстрому разложению органических остатков на воду и некоторые газообразные продукты (CO_2, NH_3). В условиях возрастающего дефицита кислорода, который очень быстро переходит в состав осадка, органические остатки начинают гнить. При этом из углеводородов возникают CH_4 и в очень незначительном количестве высшие гомологи; кроме того, выделяется целый ряд редуцированных соединений типа жирных и гуминовых кислот, аминокислот, кетонов, фенолов и других, которые относительно легко преобразуются и частично растворимы. Некоторые соединения остаются неразрушенными. Непосредственные компоненты нефти образуются в незначительном объеме, однако они являются непременной предпосылкой всех дальнейших преобразований.

Процесс 2 приводит к конденсации ароматических углеводородов и к образованию метана. При этом вновь возникают и другие соединения; опять образуются растворимые вещества.

При температурах от 60 до 80 °С начинаются реакции процесса 3, катализаторами для которых служат природные минералы. В эту фазу прежде всего осуществляется переход части оставшихся в породе нерастворимых битумов [1] в низшие алканы, а также в моно- и бициклические соединения. Это важнейшие компоненты нефтей. Они возникают из боковых цепей циклических соединений, из мостиковых структур при конденсации ароматических углеводородов и в результате разложения нафтеновых ароматических углеводородов. Расщепление длинных парафиновых цепей на этой стадии пока еще невозможно. Образовавшиеся вещества являются в основном алканами. В таком случае часто отмечающееся в нефтях высокое содержание нафтенов должно быть обусловлено вторичными процессами. Образование же нафтенов из алканов в условиях данного этапа невозможно. Однако реакции

[1] Автор, по-видимому, понимает под битумами все органическое вещество породы (кероген).— *Прим. ред.*

в этом случае могут протекать также в воде, содержащейся в породах-коллекторах, так что не только битумы пород, но и растворенные вещества представляют собой источник компонентов нефти.

Процесс 4, который требует температуры в несколько сотен градусов, разрушает почти все еще сохранившиеся к этому времени соединения, способные преобразовываться. Продуктами этого процесса является прежде всего газ, а также высококонденсированные и высокополимеризованные вещества.

Так как каждый из этих процессов создает свои, типичные для него продукты, то по составу нефти и газа, казалось бы, можно судить об основных процессах их образования. В особенности состав смеси углеводородов, образовавшейся при определенном химическом процессе, должен был бы в соответствии с условиями устойчивости отдельных компонентов при каждой температуре указывать на закономерное распределение этих компонентов. Так, например, для алканов известны соотношения между *н*-алканами и их различными разветвленными изомерами. Однако анализ самых разнообразных нефтей показывает, что термодинамическое равновесие явно не достигается и что имеет место распределение изомеров по температурам реакций от 1000 и более градусов по Цельсию (табл. 6.7). Подобная температура

Таблица 6.7

Теоретические равновесия в смесях и действительные соотношения гексановых пар в нефтях (по А. Богомолову и В. Шиманскому [169])

Температура образования, °С	2-метилпентан / 3-метилпентан	2-метилпентан / *н*-гексан	3-метилпентан / *н*-гексан	2-метилпентан / 3,3-диметилпентан	2-метилпентан / 2,2-диметилпентан
25	2,8	5,4	1,9	1,3	0,1
127	2,1	2,6	1,2	1,7	0,2
227	2,0	1,8	0,9	2,3	0,6
327	1,8	1,4	0,8	2,6	0,9
627	1,3	0,9	0,7	3,1	2,1
727	1,5	1,1	0,7	2,9	1,6

Возраст нефти	Действительные соотношения				
Кайнозой	1,2	0,7	0,5	2,2	4,0
Мезозой	1,3	0,7	0,7	4,3	10,0
Верхний палеозой	1,3	0,6	0,5	4,5	46,1
Средний палеозой	1,5	0,6	0,3	7,0	35,1
Нижний палеозой	1,5	0,4	0,3	7,0	48,0

образования противоречит природе присутствующих компонентов, однако она не в состоянии подтвердить и неорганическую

гипотезу, так как величины обнаруживают очень большой разброс. Возможно, что компоненты нефти не возникают при одном термодинамически фиксированном акте образования и представляют собой смесь, которая сформировалась в результате различных процессов.

Помимо вышеназванных процессов накопление природного газа может быть обусловлено выделением метана при углеобразовании. Для формирования жидких углеводородов угольное вещество непригодно. В связи с этим в толщах более или менее ярко выраженного континентального генезиса можно ожидать присутствие только газовых залежей, поскольку в упомянутых условиях газообразование часто не сопровождается процессами формирования нефти.

г. Критическая оценка генетических представлений. От решения вопроса о том, сколько существует процессов формирования углеводородов — один или несколько, зависит подход к прогнозированию поисков месторождений.

В первом случае, согласно распространенной модели [417], остатки организмов частично восстанавливаются в ходе биохимического процесса, а частично преобразуются в газы и растворимые вещества, которые рассеиваются в атмосфере или уносятся водой. Восстановленные вещества в виде битумов вместе с заключающими их глинистыми осадками испытывают погружение. С глубины 1500 м и при температуре около 60 °С начинается термокаталитическое преобразование битумов в породе. В соответствии с распространенным представлением легкие алканы и циклические соединения, растворенные в газовой фазе, находящейся под высоким давлением, могут покинуть уже сильно сжатые материнские осадки [438], достичь породы-коллектора и там накопиться, образовав залежь. Однако для возникновения такой газовой фазы необходим огромный избыток метана, что при данных условиях оказывается невозможным. Исходя из этой гипотезы, трудно также объяснить присутствие компонентов, которые не могут быть выведены из газовой фазы (так как их давление пара слишком высоко), и многих вторичных продуктов окисления. Здесь уместно вспомнить о процессе освобождения воды при преобразовании монтмориллонита. В результате этого процесса возникающие соединения получили бы ограниченную возможность мигрировать в водорастворенном виде. Если не принимать в расчет все эти трудности, то положительный прогноз поисков месторождений будет возможен только тогда, когда имеются соответствующие глинистые породы со способными к преобразованию битумами, сами породы лежат на глубине более 1500 м и во время действия термокаталитических реакций существует возможность аккумуляции [88, 325]. Так как этим путем может быть подготовлено к миграции и затем мигри-

ровать не все органическое вещество, то такого рода «материнские породы» должны распознаваться по наличию оставшейся в них большей части органики.

Совсем другие условия предполагаются при многоступенчатом нефте- и газообразовании. Допустима следующая модель:

1. Биохимическая фаза. Образовавшиеся продукты (газы, растворимые соединения) растворены в воде. При уплотнении осадков они совместно с нерастворимой тонкой органической взвесью выжимаются в породы-коллекторы. Это происходит также и с соединениями, возникшими химическим путем во время раннего диагенеза. Процесс превращения совершается в воде и ускоряется при повышении температуры, вызванном опусканием толщ на глубину. Катализаторы, присутствующие в соленой воде, стимулируют этот процесс.

2. Термокаталитическая фаза. Возникшие в породах соединения в коллекторе находятся в виде газовой фазы и смешиваются там с компонентами, которые образовались другим путем (но также каталитически).

3. Из более глубоких частей коры в систему могут поступать газы, образовавшиеся при высоких температурах.

4. Если водная система остается открытой гидродинамической системой, то способные к превращениям органические вещества, покидая дневную поверхность, могут достигать вместе с водой глубин и там претерпевать изменения.

В описанной модели имеются многочисленные возможности для процессов образования залежей углеводородов. Материнская порода с большим содержанием остатков органического вещества, которое играет значительную роль в первой модели, здесь уже имеет лишь подчиненное значение. По многим наблюдениям процессы битумизации в карбонатных породах протекают гораздо интенсивней, чем в глинах, что уменьшает остаточное содержание органического вещества в осадке, и последний уже больше не имеет признаков «материнской» породы.

Недостатки второй модели обусловлены тем, что процессы преобразования органического вещества в водной среде еще не изучены. Однако имеющийся фактический материал с некоторыми допущениями может быть объяснен. Соединения различного происхождения: циклические, порожденные организмами и способные к окислению, и образованные термокаталитически, вторично окисленные и биохимически преобразованные, а также другие — в состоянии сосуществовать друг с другом. Растворы могут оставаться стабильными, пережить целые геологические эпохи, сохраняясь до тех пор, пока не наступит аккумуляция растворенных веществ. Материнская порода, как это имеет место в случае одноактного процесса образования, здесь совершенно не нужна.

Какую из этих моделей следует предпочесть, решат будущие исследования. Описанные выше наблюдения свидетельствуют в большей мере в пользу многоступенчатой модели.

д. Проблема концентрации и аккумуляции. Эти углеводороды и компоненты нефти после своего образования должны как-то аккумулироваться. В изучении этого процесса еще много нерешенных проблем. Кларк углерода равен 320 млн$^{-1}$. Наиболее эффективным фактором концентрации элемента являются биохимические реакции. В организмах (обезвоженных) углерод составляет около 50%; это значит, что происходит более чем 1500-кратное обогащение. Ежегодная биопродукция огромна и составляет от 20 до 60 млрд. т. Не существует никакого геологического процесса, который мог бы осуществлять подобное накопление органического вещества. Количество одних только углеводородов, образующихся в организмах, может исчисляться в 200 млн. т в год. Часть органического вещества сохраняется в течение последующих геологических эпох в форме скоплений угля. Нефтеобразование охватывает только часть этого вещества, и прежде всего планктонный материал животного и растительного происхождения. В биохимическом цикле рассеянное органическое вещество снова перерабатывается, и лишь незначительные его количества сохраняются, отлагаясь вместе с осадками. Однако это в тысячу раз больше, чем все установленные и прогнозные запасы нефти и газа. Если бы образующиеся углеводороды, находящиеся в минеральной массе в рассеянной форме, могли бы в этой форме мигрировать сквозь породы и накапливаться в ловушках, то проблема аккумуляции была бы проста. Но это далеко не так, поскольку сквозь пористую среду, какой является порода, в геологических условиях флюиды могут мигрировать лишь в форме непрерывной фазы. Только на биохимическом этапе образование метана настолько обильно, что газом наполняются крупные связанные между собой системы пор, и это, пожалуй, может привести к возникновению непрерывной фазы. Согласно широко распространенному мнению, в геологических условиях, когда господствуют эти процессы, такие скопления должны рассеиваться, уходя в атмосферу. Однако поскольку образующиеся биохимическим путем газы легко поглощаются водой с образованием раствора, то потери их в атмосферу становятся несущественными, составляя лишь 2 млн$^{-1}$ метана. Так как рассеянные вещества не могут мигрировать, то возможен лишь один путь осуществления их миграции: они должны раствориться в воде, насыщающей породу, т. е. войти в состав единственной непрерывной среды. Даже современные илы имеют настолько малую проницаемость, что растворенный во внутриловых водах органический материал лишь в несущественном количестве мигрирует в расположенную выше

гидросферу (океан, море). При уплотнении этих осадков он только выжимается вместе с водой в присутствующие рядом проницаемые породы. Образовавшийся термокаталитически газ также поступает в эти растворы. Выделение углеводородов из растворов происходит в благоприятных для их аккумуляции ловушках, которыми могут быть как зоны пониженного давления, так и места с более высокими концентрациями солей в застойных водах. Разгрузка воды может часто происходить и над полупроницаемыми слоями-мембранами. Это также способствует выделению углеводородов из раствора и их аккумуляции. Итак, мы можем с большей долей достоверности сделать вывод, что для аккумуляции возникших и находящихся в сильно диспергированном состоянии частичек нефти («микронефть», по Н. Б. Вассоевичу) необходима гидродинамическая водная система.

е. Факторы, контролирующие месторождения. К факторам, геологически определяющим образование месторождений, относятся:

1. Возможность седиментации органического вещества в геохимически благоприятной обстановке, например в пресноводных бассейнах, однако к наиболее благоприятным областям, вероятно, относятся морские шельфы, потому что там больше всего органического вещества и заключающего его минерального материала.

2. Защищенность органического вещества от немедленного разложения его бактериями, что требует субаквальных условий седиментации и достаточной скорости этого процесса.

3. Образовавшиеся углеводороды и редуцированные вещества должны иметь возможность покинуть материнские осадки во время их уплотнения и перейти в породы-коллекторы. Это лучше всего осуществляется там, где возможные материнские породы и породы-коллекторы взаимовклиниваются, т. е. в шельфовых областях океанов, вблизи речных дельт, на мелководных участках морей, в лиманах и в других областях со сходной палеогеографической ситуацией.

4. Необходимо, чтобы возникали такие термобарические условия, которые позволили бы образоваться главным компонентам нефти. Это возможно только в погружающемся бассейне, в котором давление и температура непрерывно повышаются. Большая часть компонентов, типичных для нефти, образуется, лишь начиная с температуры около 60°С.

5. Для сохранности месторождения необходимо образование перекрывающих слоев. Это происходит при постепенном опускании дна в процессе колебательных движений, которые обеспечивают чередование осаждения грубого и тонкого материала достаточной мощности или накопление эвапоритов. Подобные условия опять-таки имеются в шельфовых областях.

6. Должна иметься возможность для возникновения гидродинамических систем пластовых вод. Эти системы развиваются, если выполнены условия пункта 4.

7. Должен быть достаточно активным тектонический режим, приводящий к формированию ловушек. Это относится прежде всего к структурным ловушкам, являющимся в общем порождением тектонических процессов, но также и к ловушкам литологическим, образование которых косвенно зависит от этих процессов, так как последние влияют на осадконакопление. Литологические ловушки особенно часто возникают при седиментации в геосинклиналях, в прибрежной полосе, в дельтах рек и т. д. Так как крупных геологических структур, которые можно было бы отнести к полностью стабилизированным, на Земле нет, то эти условия более или менее повсюду выполняются.

8. Время возникновения ловушек имеет существенное значение, только если принять концепцию одноактности процесса нефтеобразования. Если же придерживаться взгляда, что образование углеводородов было многоступенчатым при сохранении их в растворенном состоянии, то момент формирования ловушек не будет иметь решающего значения. Однако предпочтительнее, чтобы они образовались до главной фазы генерации углеводородов и их ухода из материнских слоев.

9. Образовавшиеся скопления нефти и газа должны оставаться защищенными от разрушения. Разрушающие силы — это эрозия, сильное обводнение, очень активный тектонический режим, высокие температуры. В платформенных областях угроза этих явлений значительно меньше, чем в геосинклинальных.

6.2.1.3. Система факторов и индикаторов как основа для прогноза нефтегазоносности (с позиций органической теории)

а. Седиментологические факторы. Анализ перечисленных выше геологических условий является основой при определении *перспектив нефтегазоносности. Это требует оценки следующих* геологических ситуаций.

Органическая теория нефтеобразования ограничивает распространение залежей нефти и газа осадочной оболочкой Земли. Заключающие месторождения седиментационные бассейны имеют глубины от 2000 до более чем 10 000 м. В бассейнах на платформах (синеклизах) мощность осадков характеризуется пределами 2000—6000 м, в среднем составляя около 3000 м. Передовые прогибы геосинклинальных областей, содержащие месторождения, имеют осадочный чехол мощностью более 10 000 м, в среднем около 6000 м. Осадочные толщи примерно такой же мощности развиты в межгорных прогибах. Месторождения известны на глубинах от 100 до более чем 7000 м. Можно предполагать, что скопления нефти и газа имеются

также и на бóльших глубинах. Большинство крупных месторождений связано с сериями мелководных морских осадков. В разрезе глубоководных отложений встречаются лишь немногие и незначительные скопления нефти и газа, и, напротив, они нередки в континентальных и континентально-озерных сериях. Для большинства нефтегазоносных областей характерны длительные периоды опускания. Примечательно также, что большая часть залежей нефти приурочена к сериям, отличающимся относительно высокой скоростью осадконакопления. Для континентальных толщ это выдерживается почти без исключения. Битуминозные породы, а также угольные пласты внутри осадочной серии являются хорошим признаком присутствия месторождений. Однако этот признак не обязателен. Породы, не являющиеся битуминозными, но свидетельствующие о восстановительных условиях, оказываются также благоприятным показателем. К ним принадлежат и карбонатно-мергелистые породы. Наличие пород-коллекторов в любых условиях является обязательной предпосылкой успеха поисков месторождений.

В пределах платформенных осадочных бассейнов к наиболее перспективным относятся зоны вблизи древних берегов. Соотношения песчаных и глинистых слоев от 1 : 1 до 1 : 4 указывают на их взаимовклинивание, благоприятное для аккумуляции нефти и газа. Древние речные дельты заслуживают особого внимания; интересны также зоны регионального углового несогласия под трансгрессивными отложениями, древние края шельфов с протяженными барьерными и береговыми рифами, располагавшимися перед древними берегами. В общем наиболее перспективной площадью является шельфовая область с ее различного рода геологическими особенностями. Каждая трансгрессия порождает благоприятные условия для формирования месторождений нефти и газа. В платформенных областях большинство месторождений связано с трансгрессивными сериями [124]. Это обусловлено тем, что во время трансгрессии образуются хорошо отсортированные, чистые песчаники, часто сопровождаемые битуминозными породами более глубоких областей седиментации.

Наиболее благоприятными являются бассейны, в которых опускание и седиментация протекают настолько непрерывно, что мелководные условия всегда сохраняются, а характер осадков может многократно меняться.

В геосинклинальных областях из-за особенностей седиментации соотношения намного сложнее. Под влиянием местных уклонов дна и мутьевых потоков породы-коллекторы часто могут находиться в глубоких частях бассейна. Но эти коллекторы неоднородны и прерывисты.

б. Гидродинамические факторы. Дальше внимание следует уделить гидродинамической обстановке. Крупные артезианские

бассейны — это лучшие районы для формирования месторождений. Аккумуляции нефти и газа прежде всего происходит в областях разгрузки на окраине бассейна или на его внутренних сводовых поднятиях. Наличие перекрытых областей разгрузки с ограниченным водообменом является важным фактором для оценки перспектив нефтегазоносности (рис. 6.12). Если в настоящее время господствуют застойные условия, то для такой оценки важно знать, существовала ли в прошлые эпохи гидродинами-

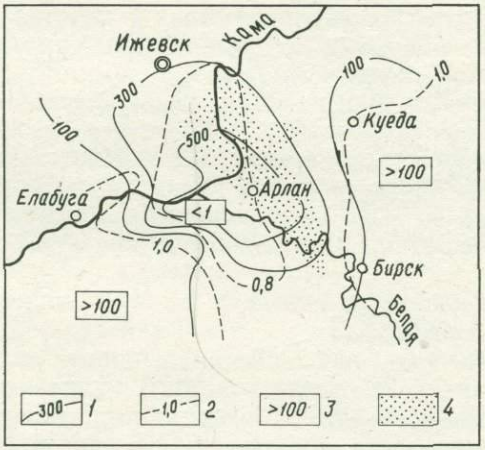


Рис. 6.12. Характеристика области водной разгрузки. Геохимические аномалии в слоях нижней перми над месторождением Арлан (визе) (по В. Кротовой [77]).

Для сульфатной поверхностной воды имеется аномалия, соответствующая относительно более высокой концентрации солей, восстановительным условиям и высокой степени метаморфизации. *1* — содержание солей в мг · экв на 100 г; *2* — $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}$; *3* — $\frac{\mathrm{SO_4}}{\mathrm{Cl}} \cdot 100$; *4* — месторождение.

ческая система. Застойные условия всегда означают слабую перспективность. Благоприятны структуры, которые возвышаются над общим пьезометрическим уровнем. Они лишь в незначительной своей части доступны для аккумуляции нефти, зато пригодны для накопления природного газа.

Для интерпретации гидродинамики наряду с картами давлений нужны также такие важнейшие данные, как гидрогеохимические наблюдения и температурные измерения. Температура дает важную информацию о горизонтально движущихся или вертикально поднимающихся нагретых глубинных водах. Гидрогеохимия предоставляет данные не только о направлении течения подземных вод (закономерная смена поступающих сульфатных пресных вод хлоридными солеными водами по направлению течения) и о закрытости или открытости системы (кальций-хло-

ридные воды в застойных замкнутых зонах!). Присутствие растворенных, типичных для нефти органических компонентов дает также указание на наличие условий, благоприятных для образования месторождений нефти и газа. Пример распределения различных геолого-геохимических параметров в гидродинамической

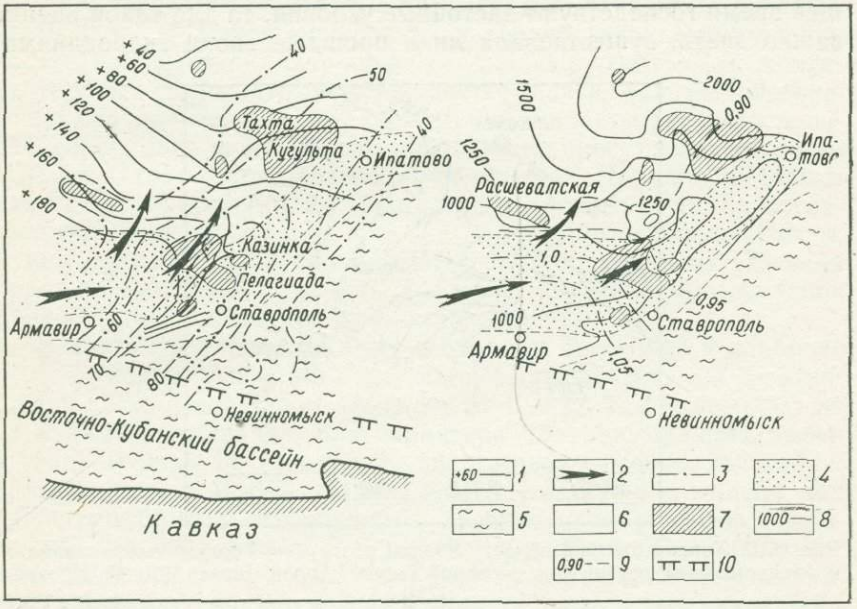


Рис. 6.13. Ставропольское поднятие, Предкавказье (наблюдения в хадуме, олигоцен) (по Р. Мейнхольду [298]).

1 — статический уровень воды; *2* — направление движения воды; *3* — температура на глубине 600 м; *4* — преимущественно песчаные образования; *5* — преимущественно глинистые образования; *6* — песок и глина; *7* — месторождения газа; *8* — концентрация солей в воде в мг · экв/л; *9* — отношение $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}$; *10* — главный сброс.

Направление течения воды определялось по литологии, распределению давления и распределению коэффициента метаморфизации $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}$. Распределение месторождений на этом поднятии связано в рамках гидродинамической системы с ограниченной возможностью разгрузки.

системе одного из нефтегазоносных районов приведен на рис. 6.13. Осадочные бассейны с повсеместно слабо солеными и почти пресными водами типичны для современных гидродинамических систем в геосинклиналях с довольно высокой скоростью течения воды. В таких областях на водосборной площади (на горных склонах) нельзя ожидать месторождений.

Бассейны с эвапоритами в качестве флюидоупоров должны рассматриваться как особенно благоприятные. Значительная часть земных запасов нефти и газа лежит под эвапоритами.

в. Факторы мобилизации. Независимо от пути происхождения нефти аккумуляция углеводородов требует мобилизации газов и растворов, а также создания достаточно высокого потенциального градиента. Но это невозможно без тектонических движений. Прежде всего важна разница в давлениях, которая возникает в опускающихся (сжатие) и воздымающихся (растяжение) частях коры. Тектонические движения всегда вовлекают органическое вещество в новый круговорот и в конце концов также обусловливают образование нефти. Но так как на Земле нет областей, которые в ходе геологической истории не были бы затронуты такими движениями, то последние выполняют эту роль повсюду, где имеется осадочный чехол. Естественно, большое значение имеют время и интенсивность проявления этих процессов. Весьма энергичное складкообразование, если оно к тому же сопровождается вулканизмом, разрушает уже сформировавшиеся месторождения нефти и газа, тогда как спокойная складчатость после отложения богатых органическим веществом осадочных серий способствует возникновению таких месторождений.

Если не слишком частые и резкие тектонические движения, проявленные несогласиями и стратиграфическими перерывами, необходимы для мобилизации образовавшихся нефти и газа, то тектонические явления, многократно действовавшие на протяжении геологической истории, оказываются неблагоприятными для нефтегазонакопления. Образующиеся углеводороды распределяются между множеством мелких залежей, и опасность разрушения месторождений растет с повышением частоты тектонических подвижек. И. Нестеров и В. Потеряева [89] обосновали это статистически. Гигантские месторождения коррелируются со спокойным тектоническим развитием [1] данного района. На этом основании лабильные шельфы континентальных плит следует рассматривать как менее благоприятные.

г. Факторы миграции. Процесс аккумуляции определяется главным образом латеральной миграцией; вертикальная миграция по трещинам имеет подчиненное значение. Распространенные на большой площади проницаемые горизонты благоприятны для образования крупных месторождений. На это указывает то, что во многих нефтеносных районах основная масса углеводородов концентрируется в одном региональном коллекторе (табл. 6.8).

В погружающихся бассейнах из-за различного уплотняющего давления движение воды совершается от глубоких частей бассейна к периферии, если только на некоторых участках это движение не компенсируется поступающими инфильтрационными

[1] Преимущественным погружением.— *Прим. ред.*

Таблица 6.8

Концентрация нефтяных и газовых залежей в основных продуктивных горизонтах

Район	Продуктивный горизонт	Доля полезного ископаемого в общей добыче области, %	Вид полезного ископаемого
Венский бассейн	Трансгрессивные песчаники, верхний тортон	80	Нефть
Северо-Западно-Германский бассейн	Песчаники доггера β и бентхаймские песчаники	70	Нефть
Нидерланды	Песчаники верхнего карбона—перми	~ 100	Газ
Волго-Уральская область	Песчаники девона и карбона	~ 100	Нефть
Предкарпатский прогиб, Румыния	Мэотические песчаники	94	Нефть
Трансильвания, Румыния	Сармат	100	Газ
Форт-де-Полиньяк, Сахара	Резервуар нижнего девона	100	Нефть

водами с большим гидравлическим градиентом. В последнем случае (например, в передовых прогибах складчатых гор) эти области инфильтрации должны быть исключены из особенно перспективных краевых зон. В то время как перспективные области водной разгрузки отличаются повышенными температурами, *пониженным давлением и геохимическими аномалиями*, для водосборных областей, напротив, характерны повышенное давление, низкие температуры и сульфатные воды (рис. 6.14).

д. Факторы аккумуляции (ловушки). Без ловушек месторождения возникнуть не могут. Образование ловушек прямо или косвенно связано с тектоникой. К наиболее легко распознаваемым относятся поднятия всех типов — от четко выраженных и опрокинутых антиклиналей до плоских купольных структур и брахиантиклиналей платформенных областей. Сбросы служат часто флюидоупорами для мигрирующих углеводородов. Зоны разрывов на краю глубоких осадочных бассейнов, нередко протягивающиеся на сотни километров, являются превосходными ловушками. В сходных крупных участках растяжения на окраинах бассейна или на склонах внутренних поднятий, где выклиниваются породы-коллекторы, образуются региональные зоны нефтегазонакопления. Обширные зоны нефтегазонакопления

возникают также в случае регионального срезания пород-коллекторов поверхностью углового несогласия, перекрытой трансгрессивной серией осадков.

Литологические ловушки определяются палеогеографией. Благоприятными представляются области взаимовклинивания осадков бассейна и шельфа, зоны рифов, песчаные прибрежные бары. В случае карбонатных коллекторов благоприятными ло-

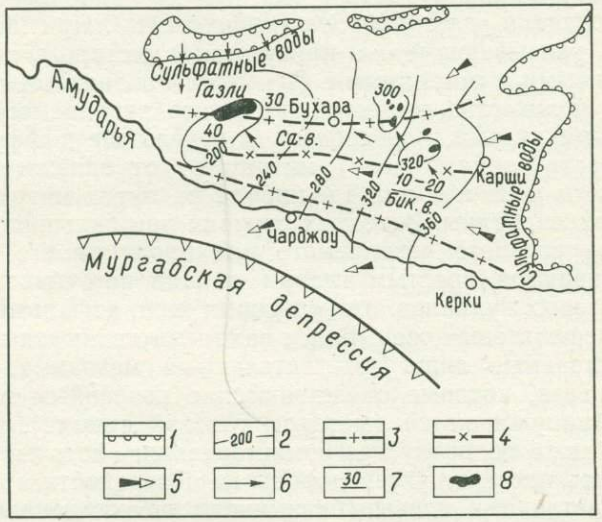


Рис. 6.14. Гидродинамическая система в районе Бухары. Нижний мел, горизонт XII (по М. Зайдельсону и Н. Кудрявцеву [78]).

Обратите внимание на образование месторождений в местах с минимальным напором, на повышение концентрации солей в направлении течения, на переход сульфатных вод в бикарбонатные (Бик. в.) и кальций-хлоридные (Са-в.) воды. *1* — выходы складчатых комплексов; *2* — пьезоизогипсы, м; *3* — оси антиклиналей; *4* — оси синклиналей; *5* — главные направления течения подземных вод; *6* — локальные направления течения; *7* — концентрации солей, г/л; *8* — месторождения.

вушками являются: участки вторичной пористости; зоны вблизи сбросов (выщелачивание и преобразование под действием вод, циркулирующих по трещинам); зоны, которые в течение длительного геологического времени подвергались выветриванию и затем были перекрыты тонкозернистыми морскими отложениями; пересечения широких зон трещиноватости и др.

е. Факторы сохранения месторождения. Высокие температуры разрушают залежи нефти, но не менее пагубно влияет на них эрозия вмещающих слоистых серий, удаление перекрывающих слоев, а также их сильная раздробленность из-за развития трещин растяжения. Температурный максимум теплового воздействия определяется методом углеродного коэффициента (сте-

пень углефикации дисперсного органического вещества пород или угольных пластов). Наибольшая уверенность в сохранности месторождений возникает в том случае, если углефикация названного вещества находится на стадии твердого бурого угля. Начиная со стадии жирного угля, сохранность нефтяных месторождений представляется уже очень маловероятной; напротив, залежи газа могут сохраняться и при еще более высоких стадиях углефикации [428, 391].

ж. Признаки углеводородов (индикаторы). Признаки углеводородов, указывающие на присутствие месторождений, могут быть прямыми и косвенными. Прямыми признаками служат небольшие количества вещества полезного ископаемого, которые различными путями и способами (в результате диффузии, истечения, растворения в воде) мигрируют от залежи к дневной поверхности и на ней или где-нибудь на путях миграции могут быть зафиксированы. В редких случаях при сильном выделении вещество полезного ископаемого или продукты его изменения обнаруживаются простым глазом в виде источников нефти и газа, грязевых вулканов, озокеритовых жил, асфальтового песка и даже асфальтовых озер. Более важными являются небольшие, устанавливаемые лишь чувствительными методами, истечения нефти и газа, которые смешиваются с почвенным воздухом и в нем обнаруживаются (методом газовой съемки). Они выявляются также по продуктам полимеризации, которые могут образовывать такие же углеводороды на поверхности и адсорбироваться частичками почвы (битуминологический анализ). Выделившиеся углеводороды делают эти частички гидрофобными (несмачиваемыми). Посредством метода коагуляции определяется соотношение гидрофильных и гидрофобных зерен в почве, при этом гидрофобные зерна коагулируются в агрегаты. Метан, биохимически образующийся в почве, сильно мешает обнаружению всех перечисленных выше приповерхностных геохимических признаков. Невозможность выяснения путей миграции также осложняет интерпретацию полученных данных. Поскольку высшие гомологи метана практически не образуются биохимическим путем, поисковая методика должна взять на вооружение эти газы. Они могут обнаруживаться не только чувствительным химическим анализом, но и микробиологическими методами, особенно посредством бактерий с повышенной окисляющей способностью. К прямым признакам можно отнести также углеводороды, адсорбированные породой на пути миграции газов к дневной поверхности. Углеводороды закономерно распределяются в зависимости от глубины в интервале залежь — поверхность земли. Наиболее глубокие зоны занимаются самыми высокомолекулярными гомологами, далее кверху располагаются все более легкие углеводороды. Выявить это возможно с помощью диффе-

ренциально-термического анализа [292]. Устанавливается также изменчивость и в горизонтальном направлении. Высокие содержания адсорбированных газов над месторождениями значительно уменьшаются к периферии ореолов рассеяния, причем непосредственно над нефтяными месторождениями опять-таки фиксируются более высокомолекулярные гомологи метана. Поскольку при биохимическом разложении углеводородов выделяется сероводород, то этот газ, присутствующий в воздухе и в воде почв, можно использовать в качестве признака месторождений. Индикатором подземных процессов аккумуляции газов может служить также Hg из-за ее атмофильного характера [189].

Многие месторождения не имеют прямых признаков, которые устанавливались бы на дневной поверхности. Но в этом случае можно использовать признаки косвенные. К ним относятся поверхностные выходы редуцированных вод, сопровождающих месторождения, или аномалии гамма-излучения (минимумы), которые, вероятно, вызываются растворяющим действием разгрузившихся редуцированных вод. Но области разгрузки вод как раз и следует рассматривать как области возможного образования месторождений. Следующими косвенными признаками являются растворенные в водах пород-коллекторов вещества, такие, как углеводородные газы, ароматические углеводороды, фенолы, нафтеновые кислоты и другие компоненты нефтяных и газовых месторождений, которые растворимы в воде и позволяют предполагать, что они связаны с этими месторождениями. Повышенные скопления бактерий — окислителей углеводородов в водах пород, способных быть коллекторами, также относятся к благоприятным признакам.

Остается спорным, можно ли принимать высокое содержание органики, особенно в тонкозернистых глинистых породах, за признак присутствия месторождений. Видимо, повышенное содержание органического вещества в каждом случае все же следует рассматривать как признак благоприятный, в то время как низкие содержания не обязательно должны исключать вывод о перспективности района. В богатейшем нефтегазоносном районе Земли — в области Персидского залива — отсутствуют глинистые отложения с заметным содержанием органики.

Из-за большого числа факторов, влияющих на образование месторождений, и обстоятельств, препятствующих этому процессу, интерпретация геохимических данных большей частью неоднозначна, и поэтому необходимо привлекать помимо них другие критерии. Однако следует отметить, что на геохимических исследованиях базируются многие разведочные методы [296].

з. Проверка представлений на гигантских месторождениях Земли. Закономерности образования месторождений лучше всего изучать на их гигантских представителях, потому что там явно

сочетались все возможные благоприятные условия. Этой проблеме посвящены многочисленные исследования [293, 227, 303, 124]. К гигантским относят месторождения с запасами нефти >200 млн. т или газа >250 млрд. м^3.

Данные по распределению запасов *нефти* могут быть обобщены следующим образом:

88% запасов гигантских месторождений находится на платформах, они преимущественно связаны с приподнятыми участками платформ (антеклизами);

80% всех запасов гигантских месторождений заключено в породах-коллекторах, возраст которых лежит в пределах от юры до третичного времени, максимум запасов приходится на мел;

77% названных запасов содержится в осадках шельфовых областей;

83% приурочено к антиклинальным структурам;

песчаники и карбонатные отложения почти в равной мере играют роль *пород-коллекторов*;

большинство запасов находится в осадочных бассейнах, в которых можно наблюдать лишь минимум перерывов в осадконакоплении;

наиболее благоприятными флюидоупорами являются эвапоритовые серии, 50% гигантских месторождений связано с такими эвапоритами;

повторяющееся сильное погружение региона благоприятно для накопления больших запасов. В связи с этим проявляется тесная связь между концентрацией нефти и мощностью осадков или темпом седиментации;

существует также связь между тектонической активностью и запасами на гигантских месторождениях, все эти месторождения лежат в области с умеренной тектонической активностью;

очень благоприятными для аккумуляции являются области поднятия, которые находятся между двумя бассейнами, испытавшими разновременное опускание: здесь имелся в течение долгого времени гидродинамический градиент по направлению к областям поднятия;

крупные сбросы не влияют на положение гигантских месторождений.

В отношении гигантских месторождений *газа* отметим:

96% запасов находится в платформенных областях;

55% приурочено к мезозою, 35% — к палеозою;

75% запасов находится в коллекторах, представленных песчаниками, континентальные отложения играют в качестве коллекторов гораздо большую роль, чем в случае нефтяных месторождений; здесь также подавляющее большинство запасов связано с областями поднятий на платформах.

Все данные, таким образом, находятся в полном соответствии с принятым тенезисом месторождений. На первом месте стоят платформенные области, на втором — геосинклинали, причем разрыв между ними значительный. В геосинклиналях предпочтительными оказываются примыкающие к платформам предгорные прогибы, следующими за ними по перспективности считаются межгорные прогибы.

и. Поиск решения. Прогноз перспективности, который опирается на вышеперечисленные правила и закономерности, требует поэтапного принятия решений, как это показано на рис. 6.15. Эти решения образуют логический ряд, от которого на практике часто приходится отклоняться из-за различных исходных данных и результатов предшествующих работ.

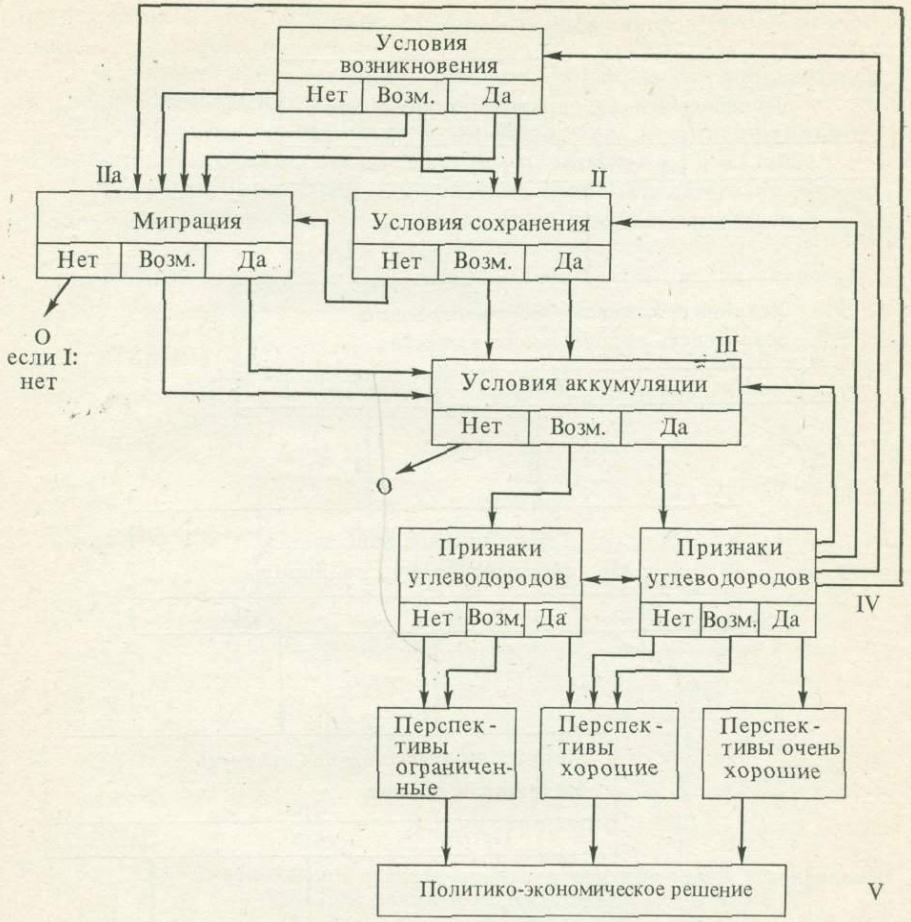


Рис. 6.15. Схема принятия решения при прогнозе распространения месторождений нефти и газа.

На каждом этапе от I до IV возможны три ответа: «да», «возможно», «нет». При ответе «возможно» все решения оказываются правомерными, что является результатом или недостаточного знания положения вещей, или неоптимального развития геологических условий. Если отсутствует вероятность миграции нефти и газа из других геологических областей, то на этапах I и II ответы «нет» исключают образование месторождений. Отсутствие признаков нефти и газа в исследуемых слоях (этап IV) не носит, однако, исключающего характера. Такие признаки выявляются большей частью лишь при поисковых работах, которые должны давать научно-экономическое обоснование для прогноза перспективности. На этом этапе всегда получаются ответы «да» или «возможно». С другой стороны, ответ «да» на этом этапе отменяет ответ «нет» предыдущего этапа и по меньшей мере трансформирует его в более ценное «возможно».

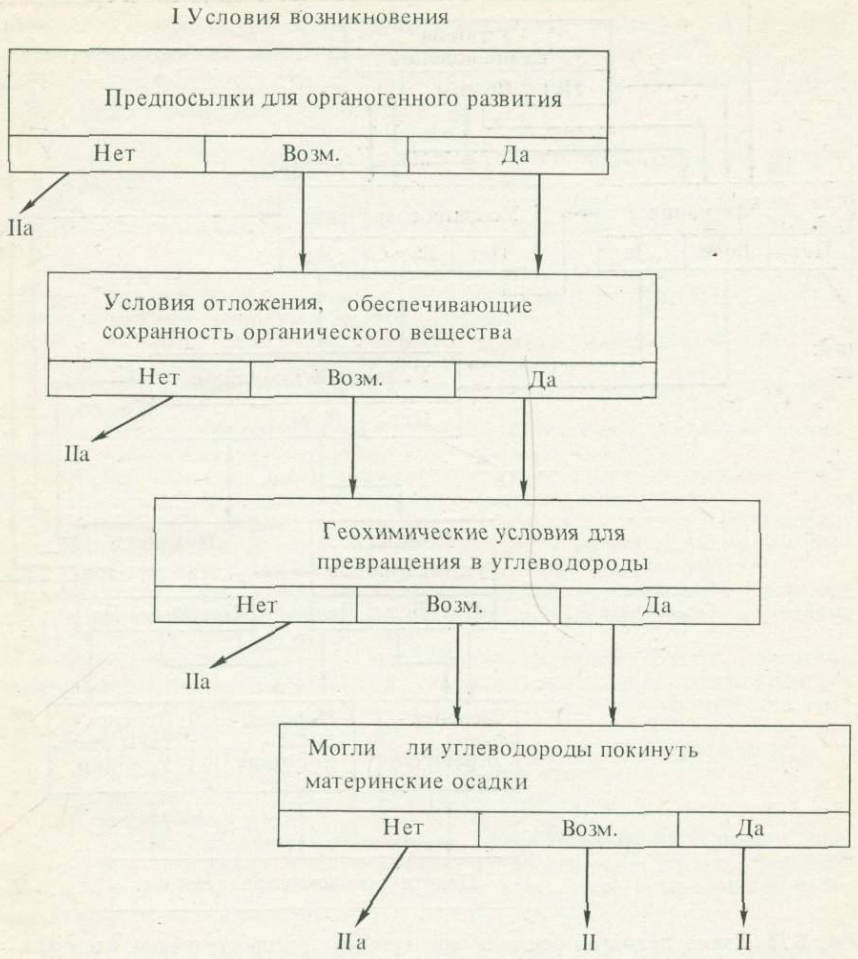


Рис. 6.16. Последовательность принятия решений при выяснении условий возникновения залежей нефти и газа.

Каждый из этапов I, II, IIа и III предусматривает несколько решений, которые отражены на рис. 6.16—6.19. Основанием для этого служит все то, что изложено в предыдущих разделах.

6.2.1.4. Оценка «правил прогнозирования» с точки зрения неорганической гипотезы

а. Условия, подразумеваемые гипотезой. Гипотеза неорганического происхождения нефти подразумевает существование следующих закономерностей в условиях формирования нефтя-

ных залежей, на которые могло бы опираться перспективное прогнозирование:

1. Нефтеносность осадков должна убывать от фундамента к дневной поверхности.

2. С удалением от глубинных разломов в горизонтальном направлении нефтеносность должна уменьшаться.

3. Все благоприятные коллекторы, располагающиеся вдоль сбросов по их восстанию, должны быть нефтегазоносными. Со-

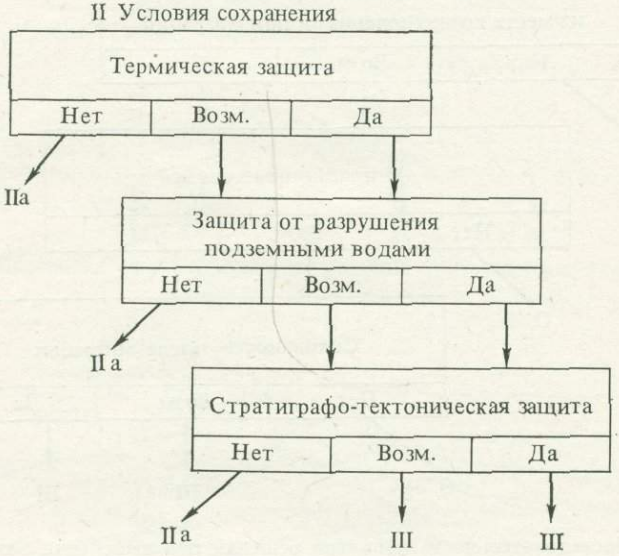


Рис. 6.17. Последовательность принятия решений при выяснении условий сохранения залежей нефти и газа.

став заключенных в них залежей нефти и газа должен быть одинаковым или закономерно изменяться в одном направлении.

4. Образование месторождений не зависит от фаций, а зависит лишь от коллекторских свойств пород.

5. Месторождения распределены на Земле статистически равномерно с аномально высокими концентрациями у линеаментов.

6. В песчаных линзах, подстилаемых непроницаемыми слоями пород, залежей не бывает.

б. Критический анализ закономерностей. Условие 1 совершенно не выполняется. Почти во всех нефтеносных областях запасы нефти распределяются в осадочном разрезе без какой-либо закономерности. В большинстве случаев наиболее глубокие слои

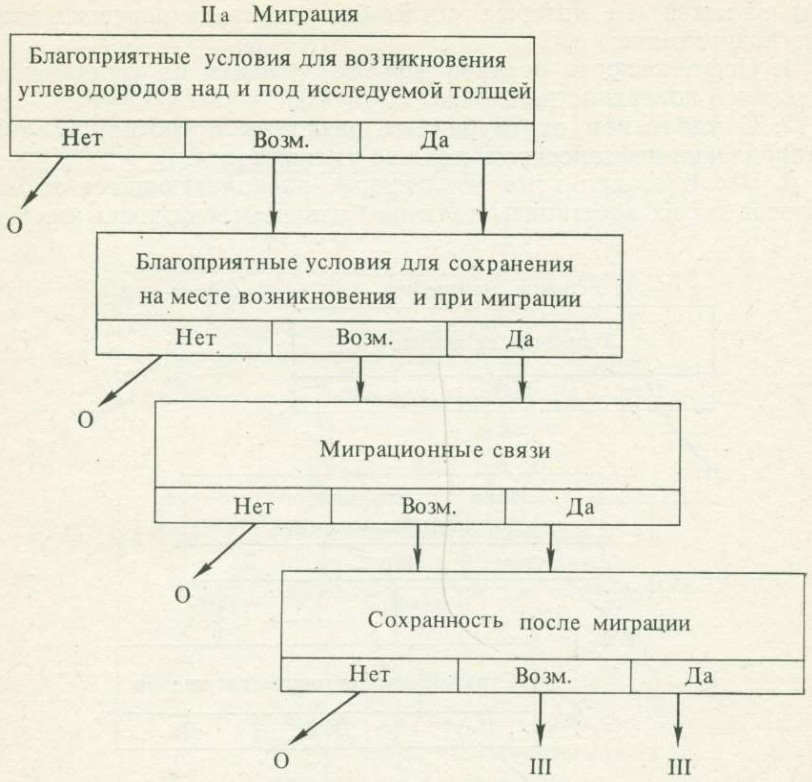


Рис. 6.18. Последовательность принятия решений при выяснении возможности миграции нефти и газа.

над фундаментом, несмотря на свои прекрасные коллекторские свойства, не содержат нефти (например, кембрий во всей Северной Америке, бавлинская серия на Русской платформе).

Приуроченность месторождений к крупным зонам разломов, которые играли бы роль подводящих углеводороды каналов (условие 2), полностью гипотетична и статистически не подтверждается. Известные крупные линеаменты земной коры в основном даже бедны месторождениями. Большинство сбросов является водоупорами, а не путями для миграции нефти. Хорошим примером служит Венский бассейн (рис. 6.20). Многочисленные коллекторы тортона и сармата не содержат нефти, а некоторые из них иногда также и воды. С конца сармата внезапно прекращается нефтенакопление, хотя в панноне еще имеются хорошие коллекторы. Свойства нефти в коллекторах варьируют, но эти

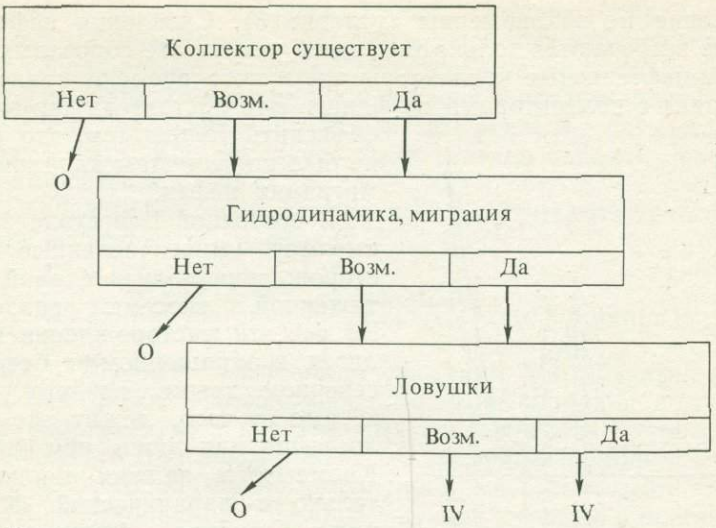


Рис. 6.19. Последовательность принятия решений при выяснении условий аккумуляции нефти и газа.

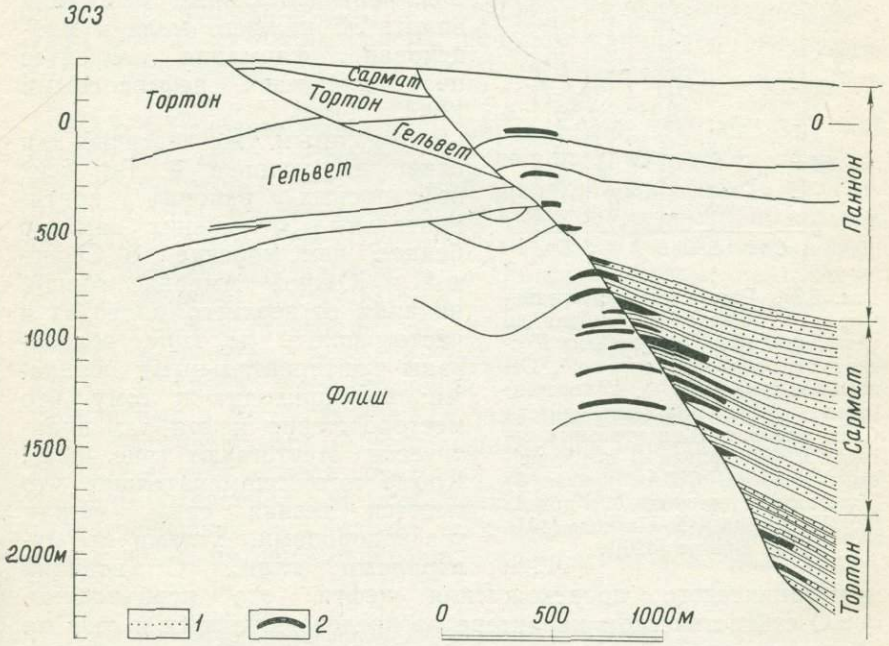


Рис. 6.20. Месторождение Гёстинг у Штейнбергского разлома в Венском бассейне (по К. Фридлу [205]).

1 — пески в тортоне и сармате; *2* — залежи нефти.

изменения не закономерны (условие 3). Скопления нефти во флише встречаются только там, где в результате сбросовых движений нефтеносные коллекторы третичного времени приведены в контакт с коллекторами во флише. Это обстоятельство можно объяснить только тем, что сброс не был подводящим каналом для миграции нефти.

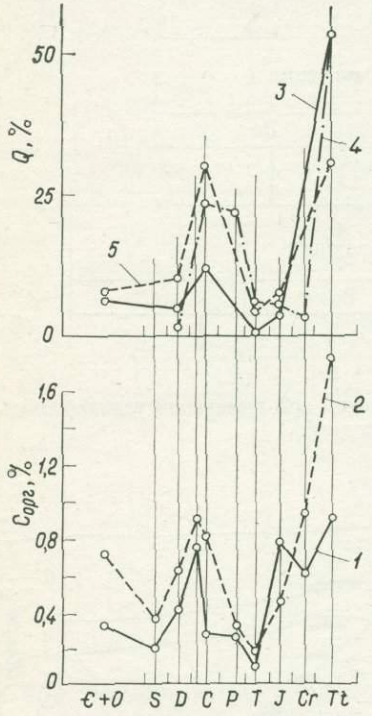


Рис. 6.21. Распределение органического углерода от кембрия до третичного времени в осадках Русской платформы (кривая *1*), Северо-Американской платформы (кривая *2*), в нефтяных запасах США (кривая *3*), в угольных запасах США (кривая *4*) и в глинистых породах США (кривая *5*) (комбинация данных А. Карцева [69], П. Траска и Х. Патнода [407], К. Вивера [420]).

В восточной Венесуэле также имеются многочисленные месторождения вблизи единой протяженной системы разломов. Но все эти месторождения находятся в обращенном к бассейну северном крыле разлома независимо от того, лежит это крыло выше или ниже, чем южное. Кроме того, залежи заключены только в паралической формации Офисина. Несмотря на присутствие хороших коллекторов, континентальные отложения вплоть до нижнего мела и миоценовая формация Фрейтес не являются нефтеносными [296].

Тем самым уже частично дан ответ на условие 4. Во всех нефтеносных районах континентальные отложения намного беднее, чем морские. В Северной и Южной Америке толщи, начиная от верхнего палеозоя и часто вплоть до юры, образованы континентальными осадками; это приводит к тому, что месторождения нефти там практически отсутствуют (рис. 6.21). Кроме того, знаменательно, что имеется тесная связь между углеводородами, углями и минералами глин. С позиций неорганического происхождения нефти это необъяснимо.

О статистическом характере распределения нефти и газа на Земле говорить не приходится (условие 5) — 66% до сих пор известных промышленных запасов нефти сосредоточено на площади в 500 тыс. км^2 на Ближнем Востоке (в районе Персид-

ского залива), 85% запасов Южной Америки находятся на 100 тыс. км² территории Венесуэлы. Даже если будут сделаны новые сенсационные находки в до сих пор непродуктивных районах, то это ничего в принципе не изменит и представление о статистическом распределении нефти по-прежнему останется несостоятельным. Все, что здесь было сказано о нефти, в полной мере относится и к газу.

Что касается условия 6, то следует отметить, что такого рода залежи встречаются в изобилии.

6.2.2. Минерагения подземных вод (гидрогения)[1]

6.2.2.1. Введение. Решающим стимулом для развития гидрогении как науки о закономерностях формирования подземных вод в пространстве и времени был исключительно бурный рост потребности в грунтовых водах, что вызвало необходимость всеобщей прогнозной оценки масштабов месторождений данного полезного ископаемого. Важной научной основой для этого являются гидрогенические исследования. Особенности геологического сырья, каким являются «грунтовые воды»[2] (условия их распространения в недрах и способность к регенерации), требуют, исходя из общих минерагенических принципов, выработки для гидрогении специальных методов исследования.

6.2.2.2. Основные понятия и определения. На рис. 6.22 наглядно показаны дисциплины, являющиеся базой для гидрогении, обобщающие разделы самой гидрогении и области ее применения. В соответствии с тремя выделенными обобщающими разделами гидрогения исследует как все виды подземных вод, так и важные для народного хозяйства грунтовые воды, т. е. воды, способные двигаться только из-за разности гидростатического давления (пригодные для эксплуатации).

Гидрогенические исследования дают основу для прогноза ресурсов и поисков месторождений бытовой и технической воды, термальных и лечебных вод, а также месторождений грунтовых вод с растворенными в них полезными компонентами. Для прогнозной оценки объема грунтовых вод, необходимой при осушении или сохранении вод, необходимо исследовать региональные гидрогенические соотношения собственно месторождений грунтовых вод и их непромышленных проявлений в недрах. Значи-

---

[1] Настоящий раздел написан по данным Г. Мильде и К. Мильде-Дармер [302].

[2] Под «грунтовыми водами» авторы понимают различные типы гравитационных подземных вод, формирующихся в земной коре.— *Прим. ред.*

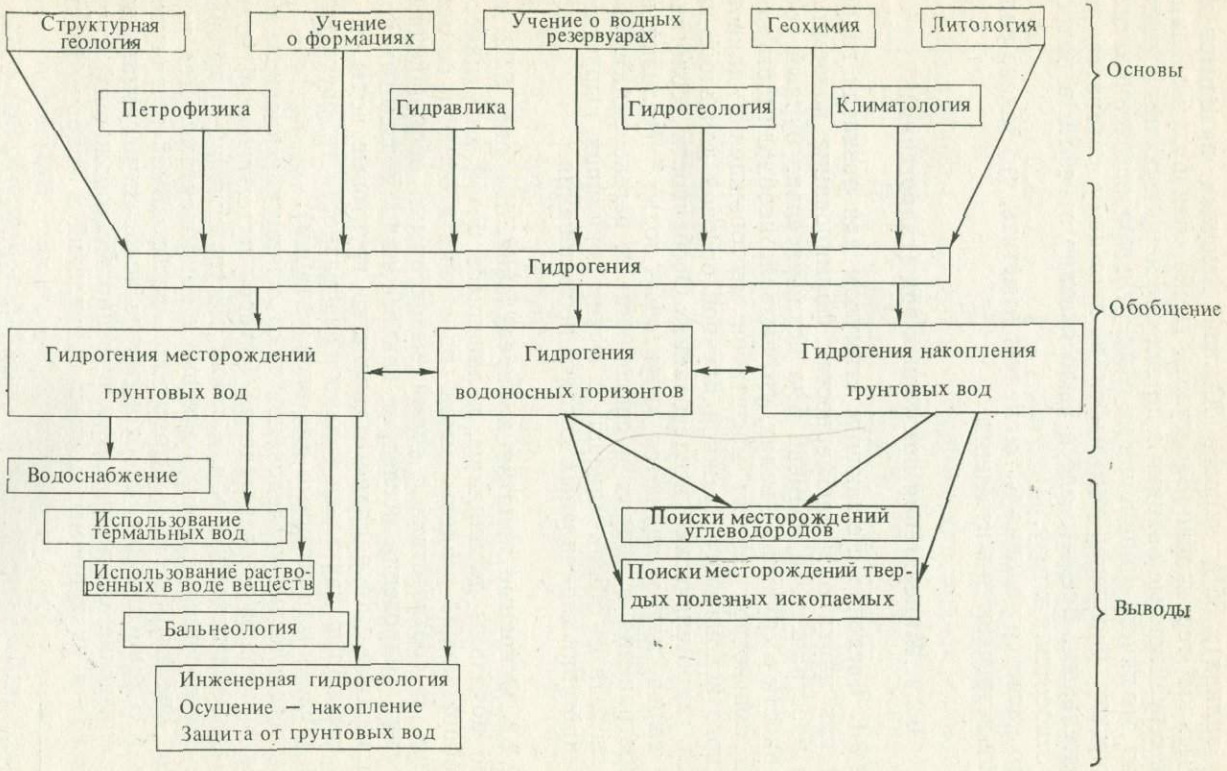


Рис. 6.22. Основы, обобщающие разделы и области применения гидрогении.

тельно увеличившиеся в последние годы исследования роли подземных вод как активного агента в образовании, сохранении или разрушении месторождений других полезных ископаемых привели к заключению, что для прогнозной оценки последних требуется изучение гидрогении концентраций подземных вод, т. е. гидрогении водоносных горизонтов.

По сравнению с минерагеническими исследованиями большинства полезных ископаемых в гидрогенических исследованиях проблема пространства приобретает гораздо большее, часто даже исключительное, значение. Проблема времени требует внимания лишь при проведении минерагенических исследований на месторождениях других полезных ископаемых или на месторождениях грунтовых вод, содержащих полезные компоненты. Синтез такого рода сведений о пространственных и временных соотношениях осуществляется палеогидрогеологией [301, 226, 227, 394].

Основная задача гидрогении состоит в определении геологических условий, необходимых для формирования месторождений грунтовых вод. При этом здесь также следует различать факторы, которые контролируют возникновение грунтовых вод, и индикаторы, указывающие на их присутствие. В частности, нужно использовать по возможности каждое геологическое явление и каждый геологический параметр, если они имеют значение для процесса накопления грунтовых вод.

Использование гидрогенических методов исследования, вскрытие гидрогенических закономерностей и приложение их ко всему геологическому комплексу позволяют осуществлять научно обоснованное предсказание запасов грунтовых вод, а также общий прогноз их распространения. Все это находит прежде всего важное применение в инженерной геологии (глубина заложения фундамента), рудничной геологии (планирование дренажных работ и защита от затопления) и в сельском хозяйстве. Ставшее возможным с помощью гидрогении научное предсказание проявлений, пригодных для использования в народном хозяйстве концентраций грунтовых вод представляет собой не что иное, как выделение прогнозных запасов (дельта-2 и дельта-1) [1], осуществляемое в процессе общего прогнозирования распространения этого полезного ископаемого.

Важнейшим путем к познанию гидрогенических закономерностей являются исследования уже известных месторождений грунтовых вод и выяснение геологических факторов, которые обусловили образование этих месторождений. При этом особое значение имеют те факторы, которые обнаруживаются без обширных разведочных работ и указывают на существование ме-

[1] См. разд. 7.2.— *Прим. ред.*

сторождений грунтовых вод, исходя из общих геологических условий. Понимание месторождения грунтовых вод как продукта геологических и климатических процессов и учет его геологического окружения позволяют устанавливать гидрогенические закономерности. При гидрогенических исследованиях необходимо обращать особое внимание на климатические условия.

Анализ зависимости между месторождением грунтовых вод, как особым геологическим явлением, и прочими формациями земной коры дает представление о моделях главных типов месторождений грунтовых вод. Для каждой из этих моделей может быть выработана своя стратегия оптимального прогноза и поисков. Изучение главных общегеологических явлений, способствовавших формированию месторождений грунтовых вод, позволяет устанавливать факторы возникновения запасов полезного ископаемого и индикаторы, указывающие на существование этих запасов. Исследование природных геологических комплексов с комбинацией типичных для них гидрогенических признаков составляет основу гидрогенического формационного анализа. Такого рода гидрогеническая формация не должна совпадать с литолого-стратиграфической; ее определяет только тождество характерных гидрогенических признаков.

Гидрогенический анализ известных месторождений и прогнозные заключения о возможных месторождениях грунтовых вод должны в основном охватывать четыре главных комплекса вопросов в следующем порядке:

Наличие в горных породах *емкости, в которой могут накапливаться грунтовые воды*;

тем самым в основном определяется возможность образования статичных запасов грунтовых вод (запасы месторождений); литология, структурная геология, петрофизика и формационный анализ — вот важнейшая основа для понимания условий формирования полостей.

Возможность заполнения и питания этой емкости;

тем самым существеннейшим образом определяется наличие динамических запасов грунтовых вод (возобновляемые запасы); климатология, литология, петрофизика, гидравлика и гидрогеология составляют важнейшую основу для изучения этого комплекса вопросов.

Наличие *возможностей для накопления* грунтовых вод;

этим определяется наличие «длительно существующих запасов» (имеющих возможность пополняться); гидрогеологический анализ подземных резервуаров, литология, структурная геология и формационный анализ позволяют делать решающие выводы о характере накопления грунтовых вод.

Качество грунтовых вод;

геохимические и литологические исследования позволяют делать заключения по этому комплексу вопросов, имеющих решающее значение для оценки экономической пригодности запасов [212].

6.2.2.3. Гидрогенически действующие факторы и индикаторы. Гидрогенический анализ должен свое основное внимание направлять на выяснение уже упоминавшихся выше факторов. Наряду

с этими главными факторами в единичных случаях можно выделить еще и другие. Если существенные гидрогенически действующие факторы одного гидрогенического комплекса согласуются друг с другом, то это позволяет выделить гидрогеническую формацию.

а. Основные гидрогенические факторы

1. Факторы закономерного образования внутренней емкости, содержащей грунтовые воды (пространственно-текстурная специализация).

На основе аналогий литолого-тектонические разновидности геологических комплексов могут быть охарактеризованы по наличию в них пространства[1], заполнение которого водой возможно оценить количественно. Выделяются следующие основные группы:

первичное пространство рыхлых пород;
первичное пространство монолитных пород;
реликтовое первичное и вторичное пространство монолитных пород;
вторичное пространство монолитных пород;
пространство растворения монолитных пород.

2. Факторы, обусловливающие питание содержащего грунтовые воды пространства, определяются:

климатическими экстремальными условиями;
структурой зоны просачивания (насколько она благоприятна для просачивания, фактор просачивания);
в случае косвенного питания определяющим является фактор питания.

3. Факторы закономерного образования или закономерного наличия определенных форм и условий залегания подземного водохранилища (специализация по залеганию) зависят в основном от морфологии дневной поверхности, литологической последовательности пород, форм их залегания и тектонических соотношений.

б. Факторы, определяющие образование подземных вод. Эта группа факторов в основном должна учитываться при гидрогенических исследованиях глубинных грунтовых вод, изучении вод, содержащих другие геологические полезные компоненты, и при исследовании бальнеологических вод. Для водоснабжения важны исключительно воды инфильтрационные, и в этом случае использование комплекса этих факторов нецелесообразно.

Для прочих областей этот комплекс необходим, чтобы иметь возможность проводить различие между водами, которые образовались или при процессах инфильтрации, седиментации, конденсации, или в результате остаточной магматической дифференциации. При гидрогенических исследованиях в основном следует различать инфильтрационный и седиментационный генезис грунтовых вод.

в. Факторы геотектонической позиции. Геологическое развитие недр охватывает взаимодействие всех гидрогенических факторов, а не только условия питания грунтовых вод. Так, например, для геотектонической позиции щита характерно то, что в зоне выветривания, в области глубокой циркуляции и внутри толщ, образовавшихся в результате гляциальной и флювиогля-

[1] Т. е. пористости и трещиноватости.— *Прим. ред.*

циальной аккумуляции, имеют место только инфильтрационные гидрогенические условия (см. табл. 3.4).

г. Индикаторы грунтовых вод. Если для проявлений грунтовых вод и могут быть установлены индикаторы, то в качестве индикаторов месторождений грунтовых вод они не годятся. О наличии скоплений грунтовых вод, образующих месторождение, можно судить лишь с помощью гидрогенических факторов.

Прямыми индикаторами грунтовых вод могут быть:

1. Результаты анализа процесса стока поверхностных вод и расчленения подземного стока на части с различной продолжительностью водообмена.
2. Изучение корреляции между наземным и подземным стоками и атмосферными осадками, а также другими климатическими явлениями в сходной гидрогеологической обстановке.
3. Наблюдение над источниками и выяснение их режима.

Косвенные индикаторы наличия подземной воды могут быть выведены из всех групп гидрогенических факторов с помощью аналогий.

6.2.2.4. Вопросы гидрогенического развития. При исследовании месторождений грунтовых вод с точки зрения водоснабжения гидрогеническое развитие представляет собой второстепенный вопрос. Если свободное внутреннее пространство и характер залегания являются результатом геологического развития, то на очень важные факторы питания накладывают отпечаток современные и ультрасовременные процессы. Отсюда следует, что наличие запасов грунтовых вод обусловлено в основном пространственными параметрами, а фактор времени, т. е. геологическое развитие, играет лишь подчиненную роль. Принципиально иные соотношения имеют место при анализе запасов глубинных вод или гидрогеологических условий, которые оказывали влияние на месторождения других полезных ископаемых.

6.2.2.5. Палеогидрогеологические исследования при проведении гидрогенических изысканий. Целью палеогидрогеологических исследований является реконструкция общих гидрогеологических характеристик (условий залегания, параметров пласта, течения, количественных и качественных соотношений) подземных вод в ходе геологической истории развития. Так как подземные воды в течение всего геологического времени действовали как универсальный растворитель и транспортирующий агент и могли способствовать накоплению различных ценных компонентов или, напротив, разрушать месторождения полезных ископаемых, то значение подобных исследований постоянно растет.

В методическом аспекте различают, с одной стороны, работы по вскрытию палеогидрогеологических соотношений путем вы-

яснения комплекса гидрогеологических факторов и, с другой — исследования благоприятных и неблагоприятных гидрогеологических условий аккумуляции и сохранения специфических полезных ископаемых в рамках изучения палеогидрогеологических критериев.

В имеющихся методических работах, посвященных дальнейшему развитию палеогидрогеологии [300, 226, 394], выделяются следующие важнейшие комплексы *палеогидрогеологических факторов:*

1) основные палеогидрогеологические режимы (этапы развития и циклы); при этом прежде всего придается большое значение выделению областей, для которых характерны процессы седиментации и инфильтрации в ходе истории геологического развития;
2) гидрогеологические свойства осадочных комплексов во время геологического развития;
3) процесс развития гидрогеологических условий залегания; при этом производят реконструкцию гидрогеологических условий залегания для самых важных отрезков времени геологической истории;
4) палеоклиматические условия в ходе геологического развития;
5) *палеогидродинамические реконструкции, включая определения* количеств осадков и объема инфильтрационной воды для определенных отрезков времени;
6) палеогидрохимия; необходимо выяснять генезис современного химического состава грунтовых вод, исходя из состава первичных вод, каким он мог бы быть в начале предполагаемого процесса их развития;
7) определения возраста химическими методами позволяют проверять данные, получаемые на основе комплексов прочих факторов.

Должны быть разработаны специфические для каждого вида сырья *палеогидрогеологические критерии* для оценки условий аккумуляции, сохранения и разрушения месторождений различных полезных ископаемых.

Создание какой-либо общей схемы невозможно, так как палеогидрогеологические условия совсем неодинаково отражаются на способности различных полезных ископаемых к аккумуляции и консервации.

В зависимости от состояния наших знаний при благоприятных обстоятельствах возможно произвести совершенно точный палеогидрогеологический анализ хода геологического развития и при этом ответить на очень существенные вопросы о поведении подземных вод в геологическом пространстве и в течение геологического времени.

6.2.2.6. Гидрогенический анализ и прогноз распространения грунтовых вод. Гидрогенический анализ проводится путем выявления гидрогенических факторов и индикаторов. После этого становится возможным произвести прогноз распространения грунтовых вод и наличия их запасов.

а. Основы гидрогенического анализа.

1. Выявление гидрогенических факторов. Гидрогеническая единица, т. е. геологический комплекс, обладающий определенными гидрогеологическими свойствами, исследуется с точки зрения условий, которые могут привести к формированию водоносных горизонтов и месторождений грунтовых вод. При этом одновременно устанавливаются предпосылки образования запасов и причины их локального и регионального распределения.

Первой задачей является выяснение основных гидрогенических факторов.

Пространственная структурная специализация определяется с помощью основанного на глубинном профилировании прогноза и обработки вертикального литологического разреза. Оценка геотектонического развития и использование соотношений между процессами уменьшения количества свободного пространства и образования вторичных полостей позволяют делать дальнейшие предположения о вероятном состоянии этого свободного пространства.

Условия питания грунтовых вод лучше всего оцениваются прямыми наблюдениями. Если таких наблюдений не имеется, то на первый случай можно использовать климатические индикаторы. Далее необходима оценка структуры зон просачивания для прогноза соотношений между отдельными водными горизонтами и связей между месторождениями, а также заключение о господствующих факторах просачивания, опирающееся на аналогии. В центральноевропейском регионе как раз для этой серии факторов накопился ценный опыт использования обширного материала по принципу аналогий [214, 215 и др.]. Определение баланса расхода путем оценки колебаний уровня грунтовых вод, как правило, дает существенные дополнительные сведения.

Выяснение условий залегания и накопления в области близповерхностных структур водоносных горизонтов возможно путем анализа морфологической позиции и заключений по методу аналогий. В случае более глубоких водоносных горизонтов необходим прогноз характера их залегания, исходя из структурно-геологической ситуации и литологического соотношения формаций.

2. Гидрогеническое районирование. В ходе гидрогенического анализа можно выделять области (площади) со сходной водоносностью, т. е. площади с одинаковыми гидрогеническими закономерностями и тем самым с одинаковой гидрогеологической перспективностью.

Области распространения площадью более 10^5 км^2 называются *гидрогеническими провинциями.* Они большей частью

перекрываются с гидрогеологическими структурными комплексами. Лабильная область шельфа (платформенная область) Центральной Европы представляет собой пример такой провинции.

Под *гидрогенической субпровинцией* понимается область, размер которой лежит в пределах 10^5—10^3 км^2. Примером могут служить более крупные гидрогеологические однородные области, например плейстоценовая древняя долина.

Гидрогенический район имеет в общем площадь менее 10^3 км^2. В качестве примера может быть приведена часть плейстоценовой древней долины с особенно однообразными условиями седиментации.

Собственно *месторождение грунтовых вод* представляет собой часть гидрогенического района, но в некоторых частных случаях может охватывать и весь район.

Несколько расположенных по вертикали друг над другом водных горизонтов, принадлежащих к различным гидрогеническим этажам, не должны рассматриваться как одно месторождение. Таким образом, друг над другом в сходной географической позиции может находиться несколько месторождений грунтовых вод, связанных с разными гидрогеническими этажами (например, месторождения грунтовых вод в области формирования плейстоценовых древних долин, в области образования пород третичного времени, внутри мезозойских осадков и, наконец, в пределах верхнепалеозойских толщ).

На основании этого следует различать гидрогенические этажи, каждый из которых охватывает геолого-тектонический этаж, отличающийся определенной гидрогенической специализацией. Отсюда возникает задача охарактеризовать такого рода гидрогенические этажи и производить гидрогеническое районирование на основе их геолого-тектонической позиции.

3. Гидрогенические оценка и специализация. Сумма всех свойств геологического комплекса, свидетельствующая о потенциальном формировании водоносных горизонтов и месторождений грунтовых вод, позволяет производить гидрогеническую оценку. Главным рабочим средством такой гидрогенической оценки является метод аналогий, с помощью которого по известным взаимоотношениям между общегеологическими свойствами судят о специальных гидрогеологических соотношениях и эти заключения переносят на районы, имеющие сходное геологическое строение.

Если геологические комплексы имеют одинаковые комбинации гидрогенических признаков и характеризуются сходными внутренними гидрогеническими закономерностями, то могут быть выделены *гидрогенические формации*. Выделение такого рода

формаций — важнейшая задача, возникающая в процессе прогнозирования распространения грунтовых вод.

б. Взаимосвязь с системой гидрогеологии. Важнейшей целью гидрогеологии является составление точных хозяйственных планов водопользования при эксплуатации месторождений грунтовых вод для областей с большой плотностью населения, т. е. с исключительно высокой потребностью в грунтовой воде. Для этого требуется система гидрогеологических моделей. Здесь также могут помочь гидрогенические исследования. При построении гидрогенических моделей опираются на те же исходные положения, что и при гидрогеническом районировании.

Посредством метода аналогий в первую очередь необходимо приближенно установить присущие месторождениям закономерности. Точный анализ факторов и прежде всего индикаторов позволяет затем по принципу «черного ящика», сократив число внутренних закономерностей, значительно их уточнить. Если размеры привноса (прежде всего условия питания) и расхода (особенно объем стока) достаточно точно определены, то в круге проблем привнос — трансформация — расход необходимо установить трансформацию как оценочную величину водосборной структуры.

Даже если при подобном методе работы необходимо также выяснить еще множество деталей, то прогноз распространения грунтовых вод как конечная цель гидрогенических исследований все равно возможен.

в. Соотношение между гидрогеническим анализом и прогнозом распределения запасов грунтовых вод. Прогноз распределения грунтовых вод заключается в оценке всех гидрогенических факторов и индикаторов в районе исследования и имеет в виду разрешение чисто практических задач. Из большого числа различных видов прогноза в качестве самого важного нужно выделить прогноз распределения запасов грунтовых вод.

Данные прогноза обеспечивают обоснованную подготовку и целенаправленное проведение гидрогеологических разведочных работ, а также научную водохозяйственную оценку и планирование. Эти данные позволяют предсказывать определенные области с запасами грунтовых вод, которые уточняются в процессе проведения соответствующих гидрогеологических работ и могут быть переданы для использования в народном хозяйстве [435, 436, 213].

Прогнозные работы должны охватывать области с запасами воды не менее чем на 10—20 лет их использования. Прогноз распределения запасов грунтовых вод является конечной целью следующего ряда работ:

1. При *гидрогеологическом обзорном* и *специальном картировании* учитываются вся старая документация и прежние выводы и исследуются в соответствии с уровнем изученности гидрогеологические параметры, ранее еще недостаточно оцененные. При этом необходимо охватывать и глубинные области, которые могут оказаться важными для обеспечения водой в ближайшие 25 лет.

2. *Гидрогенический анализ* позволяет вскрыть специфические гидрогенические закономерности и при помощи аналогий с ситуациями на известных месторождениях дает первые обоснованные представления о соотношениях на ожидаемых месторождениях грунтовых вод. Анализ выявляет критические для формирования месторождений процессы и устанавливает факторы, контролирующие эти месторождения, и индикаторы, свидетельствующие об их наличии.

3. Наконец, *прогноз распределения запасов грунтовых вод,* опирающийся на данные гидрогенических работ, обосновывает прогнозные запасы этого полезного ископаемого как в количественном, так и в качественном отношении. Поскольку в результате выявления прогнозных запасов определяется конкретный объект для народнохозяйственной деятельности, то к обзорному картированию и гидрогеническому анализу предъявляются теперь уже минимальные требования.

Нужно ли при каждом прогнозировании распределения запасов грунтовых вод проводить специальное картирование, зависит от конкретного уровня изученности данной территории. Несомненно, при проведении специального картирования достигается максимальная уверенность в выводах, но одновременно существенно растет и стоимость гидрогенического анализа, который опирается на материал этого картирования. Заказчик сам решает вопрос о требуемой точности прогноза.

В заключение следует подчеркнуть, что для каждого осмысленного гидрогенического анализа требуется по возможности полная информация о районе. Использование всей прямой и опосредованной информации гарантирует максимально высокое качество исследования и снижает затраты на поисковые и разведочные гидрогеологические работы, которые начинаются после завершения прогнозирования.

Наряду с прямой информацией особую ценность имеют результаты ее обработки. Они включают данные статистических исследований и должны подвергаться абсолютному, относительному и коррелятивному контролю.

Табл. 6.9 и 6.10 показывают, как на практике увязываются методы гидрогенической обработки с поставленными задачами. Более детальные сведения о прогнозировании распределения грунтовых вод можно получить из литературы [213].

Таблица 6.9

Косвенные, преимущественно гидрогенические, методы обработки геологической информации

Цель исследования	Методы обработки
А. Наполняемые водой объемы пустот; образование внутренних резервуаров; гидрогеологические параметры условий (статистические количественные соотношения)	*а.* Определение соотношения породы и пустот, оценки по аналогии, литогенетические и тектонические исследования
Б. Формы и соотношения залегания накапливающих структур	*б.* Геологический прогноз, основанный на глубинном геологическом профилировании, с гидрогеологической оценкой по аналогии Выяснение генезиса геологических структур (в седиментационном, фациально-литологическом, стратиграфическом, тектоническом, морфологическом и других аспектах) Свидетельства, извлекаемые из: аэрогеологических снимков (линейные элементы фотоизображения, анализ спектрозональных изображений); аэрогеофизических снимков (электромагнитный, магнитный, радиомагнитный, геотермический методы); морфологических и тектонических специальных исследований (статистика изоаномалий, статистика признаков, изучение плоскостных текстур)
В. Соотношение границ (вертикальная и горизонтальная протяженность)	*в.* Исследование протяженности геологически единых комплексов и степени гомогенности их внутреннего строения
Г. Перекрытие резервуара; характеристика возможностей водосбора и разгрузки; гидравлическая система	*г.* Соответствует *а*, *б* и *в*
Д. Оценка динамики грунтовых вод	*д.* Сравнение с морфологическими условиями дневной поверхности аналогичного характера Изучение поверхностей эрозионного среза Морфологические соотношения между областями питания и разгрузки. См. также *е*

Продолжение табл. 6.9

Цель исследования	Методы обработки
Е. Оценка возобновляющихся объемов грунтовых вод (динамические количественные соотношения)	*е.* Выявление соотношений между климатическими условиями методом аналогий Оценка геологических условий питания (см. выше) Взаимосвязи между климатическими, геологическими, морфологическими и вегетационными явлениями (например, по Г. Глугле)
Ж. Оценка химизма грунтовых вод	*ж.* Сравнение по аналогии Обратные заключения из взаимозависимости между: литофациями резервуара, динамикой грунтовых вод, глубиной залегания резервуара, климатическими условиями и т. д.
З. Оценка ситуации с запасами; выделение прогнозных запасов (преимущественно сконцентрированных в той части общего объема, которая достижима для эксплуатации) и характеристика предсказанных мест каптажа	*з.* Взаимоувязка всех данных, полученных прямым и косвенным путями

Таблица 6.10

Прямые гидрогеологические методы обработки геологической информации

Цель исследования	Методы обработки
А. Изучение подстилающих пород с учетом гидрогеологических соотношений (залегание, параметры, динамика, количество и качество)	*а.* Оценка всей прямой гидрогеологической информации (включая данные, полученные при прежнем использовании грунтовых вод)
Б. То же для близповерхностных областей	*б.* Гидрогеологическое картирование в обычном смысле (с акцентом на близповерхностную область)
В. Количественная оценка условий существования резервуара	*в.* Выявление густоты речной сети методом аналогий Физические методы определения возраста по природным изотопам воды и растворенного в ней вещества Сравнение методом аналогий минерализации в грунтовых и поверхностных водах в засушливый период См. также *г*

Продолжение табл. 6.10

Цель исследования	Методы обработки
Г. Количественная оценка подвижных масс грунтовых вод (динамических масс)	*г.* Исследование: стока поверхностных вод; стока вод в засушливый период; колебаний уровня грунтовых вод; каптажа грунтовых вод, имевшего место в период исследования (оценка по аналогии, модули стока, коэффициенты инфильтрации и др.); см. также *в*
Д. Основы для использования гидрогеологических аналогий	д. Оценки, полученные в разделах *а—д*, могут оказаться достаточными или потребовать, чтобы геологически очень сходный район был изучен в гидрогеологическом отношении

7. Общие положения прогноза распространения месторождений полезных ископаемых

7.1. Введение

Целью минерагенических исследований является анализ закономерностей исторического развития и регионального распределения концентраций элементов и минералов. Это означает, что тем самым:

с одной стороны, мы получаем новую информацию и обогащаем наши знания в естественнонаучной области;

с другой стороны, одновременно эти работы способствуют расширению базы полезных ископаемых как предпосылки для увеличения промышленной продукции.

Оба аспекта тесно связаны между собой; они обусловливают, дополняют и стимулируют друг друга. Один из этих аспектов имеет более теоретическое, другой более практическое значение. Было бы неправильным переоценивать значение теоретического аспекта в ущерб практическому. Это означало бы недостаточную поддержку народнохозяйственных интересов. Точно так же неверно было бы все время преследовать только практические цели без систематической разработки теоретических основ и их дальнейшего развития. Это, без сомнения, повлекло бы за собой сохранение прежних, устаревших, т. е. несовершенных, методов и представлений и привело бы к экономическим потерям. Проведение в должной мере как теоретических, так и практических исследований должно быть главной задачей соответствующих государственных организаций, работающих над геологическими проблемами (академий, университетов, производственных подразделений). Практическое значение минерагенических работ заключается в том, что они позволяют с помощью *доказанных или в крайнем случае вероятных закономерностей размещения* определенных типов месторождений или целых ассоциаций этих месторождений научно предсказывать наличие соответствующих месторождений или их комплексов в минерагенически сходных областях. Это предсказание и называется *прогнозом распространения месторождений.*

Прогноз распространения месторождений по сравнению с другими видами прогноза, например научным или хозяйственным прогнозом, имеет специфические особенности. В то время как последние предсказывают развитие рассматриваемого объекта, которое стимулируется отдельными людьми, коллективами или обществом в целом, а также подвержено их активному влиянию, прогноз распространения месторождений должен предсказать, есть или отсутствуют месторождения в определенной области. Эти месторождения существуют (или не существуют) независимо от наших представлений и нашей деятельности.

В отношении наличия или отсутствия данных месторождений, их размеров, содержания полезных компонентов и т. д. сам прогноз ничего изменить не может; его задача ограничена по возможности максимально объективным отражением еще не известной или только частично, т. е. недостаточно известной, реальности [1].

Специфический элемент прогноза распространения месторождений — по возможности наиболее рациональное обнаружение новых объектов — так же стар, как и использование самих месторождений. С тех давних пор горняки и геологи стремятся удовлетворить растущую в связи с развитием индустриализации потребность в минеральном сырье. Раньше поиск новых месторождений большей частью проводился в непосредственной близости от уже известных рудников. При этом исходили из правильного представления, что по соседству с местонахождением полезного ископаемого или в минерагенически сходной позиции, очевидно, скорее всего можно найти новые объекты.

Поиски месторождений до начала нашего столетия велись, конечно, не систематически — недоставало необходимых знаний о закономерных связях между накоплением полезного ископаемого и образованием горных пород. Так как поиск, например, новых рудных ресурсов часто не приводил к ожидаемым результатам, то это и вызывало в то время такие слишком пессимистические утверждения, как: «Руда там, где ее находят» и «За кайлой — темно».

С тех пор развитие поискового дела ознаменовалось такими событиями, как находка новых платиновых месторождений в Бушвелдском районе благодаря сформулированному Г. Меренским поисковому признаку: «Медь и никель — друзья платины» и открытие якутского алмазоносного поля на основе заключений В. Соболева, опиравшегося на широкие аналогии; кроме того, в поиски новых золотых месторождений Сибири внедрены электронные методы, которые были разработаны в Геологическом институте Сибирского отделения АН СССР в Новосибирске.

Проблемами прогноза распространения месторождений полезных ископаемых на базе металлогенических и минерагенических исследований широко занимались В. Орлова и Е. Шаталов [90], Е. Шаталов и др. [137], из немецких исследователей этим проблемам специально посвятили свои работы Ф. Штамм-бергер [377], Г. Дернфельд [191], а также Г. Тишендорф [395—397]. В последнее время появился ряд советских сборников, посвященных прогнозу распро-

[1] Определенное (косвенное) влияние на существование или отсутствие месторождений общество, конечно, имеет, поскольку оно постоянно развивает технологию добычи и обогащения, тем самым определяя, что выгодно для народного хозяйства и что в связи с этим может считаться месторождением. Здесь вступает в силу то обстоятельство, что понятие «месторождение» является исторической категорией.

странения месторождений [41, 125]; в Ленинграде состоялась конференция, посвященная основам научного прогноза распространения рудных и нерудных полезных ископаемых [101]. В перечисленных работах прежде всего рассматриваются разнообразные минерагенические аспекты этой проблемы, тогда как освещению экономических вопросов придается лишь подчиненное значение.

7.2. Задачи и требования прогноза распространения месторождений

Задача такого прогнозирования состоит в том, чтобы научно предсказать области распространения месторождений или прогнозные запасы минерального сырья. Оценка перспективности области и определение прогнозных запасов — это два следующих друг за другом шага в пределах одного рабочего этапа.

Так как в начале геологических исследований в большинстве случаев имеется лишь немного сведений о минерагенической ситуации, то первый шаг в процессе прогнозирования заключается в том, чтобы оценить перспективность определенной области. В соответствии со степенью перспективности можно провести оценку отдельных частей этой области (*очень перспективная, перспективная, относительно перспективная, неперспективная*). Если интенсивность исследования данных частей различна, то степень их изученности также оценивается (*очень высокая, высокая, средняя, малая, очень малая*). Этот первый шаг, поскольку он не сопровождается количественной оценкой, называется *качественным прогнозом распространения месторождений полезных ископаемых.*

Если по поводу минерагенической ситуации уже имеются детальные сведения, то можно совершить второй шаг и провести собственное прогнозирование распространения месторождений. В результате мы получаем или оценку прогнозных запасов, или обоснованное заключение, что никаких прогнозных запасов нет. Согласно классификации, разработанной Государственной комиссией по запасам ГДР, к прогнозным запасам относятся «еще не доказанные, лишь установленные в отдельных выработках *или научно предсказанные запасы». Они разделяются на* две подгруппы, а именно: запасы *дельта-1*, когда полезное ископаемое уже вскрыто выработкой (или в немногих выработках), и запасы *дельта-2*, когда полезное ископаемое еще не встречено. Этот шаг авторы настоящей книги обозначают как *количественный прогноз распространения полезных ископаемых.*

Итак, в целом в задачу прогноза распространения месторождений входит создание модели рудоносности области путем использования сведений как о минерагении данной области, так и о минерагении соседних или минерагенически эквивалентных или сходных регионов.

Результаты прогноза, как и в случае других научных операций, должны быть воспроизводимыми. Это значит, что различные работники независимо друг от друга должны получать одинаковые или по меньшей мере сходные данные. Если это не так, то следует перебрать варианты, учитывая вероятность их соответствия фактам. Высокая степень объективности выводов достигается, с одной стороны, в результате по возможности непредвзятой оценки минерагенических данных самим работником, с другой стороны, и это главное, путем коллективного исследования. Привлечение большого коллектива, удовлетворяющего всем требованиям, совершенно необходимо для осуществления прогноза, поскольку минерагенические и экономические проблемы должны разрабатываться в комплексе, как часть единой системы. Удовлетворительно сделать это теперь уже не под силу одному лицу.

В связи с требованием возможно более высокой объективности и воспроизводимости результатов необходимо, чтобы эмпирические представления последовательно развивались в процессе научного анализа. Естественно, при этом общие положения должны быть обоснованы расчетом, чтобы при минимальных экономических затратах получать максимальные результаты.

В последнее время с целью объективизации прогноза перспективности территории привлекают методы математической статистики. Обзор применяемых методов дан В. Раземаном [330]. Работа не всегда проходит успешно из-за свойственной ей комплексности. При использовании методов математической статистики составляемая геологами модель образования минеральных концентраций по-прежнему остается основой для исследования.

Согласно определению Государственной комиссии по запасам ГДР, прогнозные запасы должны носить балансовый характер. Это требование трудновыполнимо в том случае, когда тип месторождений, выявление которых прогнозируется, недостаточно известен и можно предполагать, что параметры, прежде всего обусловливающие экономику месторождения, такие, как содержание полезных компонентов и величина запасов, лежат вблизи заданных кондиций. Если балансовый характер запасов невозможно предсказать с достаточной уверенностью, то для них следует выбрать другое определение: «Прогнозные запасы с неясным балансовым характером». Сведения о прогнозных запасах, которые в соответствии с существующими в данный момент кондициями обладают забалансовым характером, иногда также ценны, поскольку сам факт существования этих запасов стимулирует исследовательскую работу промышленных институтов по развитию новой технологии добычи и обогащения. Конечно, прогнозные запасы с неясным балансовым или забалансовым

характером определяются только для таких залежей полезных ископаемых, которые в количественом отношении удовлетворяют принятым кондициям.

7.3. Предпосылки для прогноза распространения месторождений

Понятие «минеральное месторождение» представляет собой *минерагеническую* категорию, а понятие «месторождение полезного ископаемого» — *минерагенически-экономическую* и вместе с тем *историческую* категорию. Следовательно, вывод о вероятном наличии месторождений основывается на оценке минерагенических данных при использовании экономических параметров, которые пригодны для определенной, в нашем случае будущей, ситуации. Исходя из этого, при прогнозе обнаружения месторождений следует постоянно принимать во внимание два аспекта, а именно *минерагенический и экономический*. Последний предполагает необходимость учета будущего развития. Оба аспекта равноценны.

а. Предпосылки, которые относятся к *минерагеническому аспекту*. Непременной предпосылкой прогноза распространения месторождений является то, что месторождение само по себе (как геологическое тело) не бывает изолированным и должно рассматриваться не как случайный продукт геологического развития, а как закономерное образование, находящееся во взаимосвязи с окружающими породами и потому вполне объяснимое. Таким образом, для прогноза достаточно минимума знаний о связях между месторождением и окружающими его комплексами пород, т. е. минимума знаний о минерагении данной области и сконцентрированных на месторождениях элементах или минералах.

При минерагеническом анализе в процессе прогнозирования на первом этапе производится оценка прежних работ, проводившихся в данном районе. В случае недостаточной изученности на втором этапе ставятся новые исследования, на основании *которых при соответствующих обстоятельствах может возникнуть* новое понимание минерагенической обстановки. Старые геологические отчеты и публикации часто или совсем не характеризуют, или не полностью обрисовывают специфическую ситуацию (*т. е. связи месторождений с окружающей средой*), уделяя основное внимание лишь вопросам тектоники, а также геохимии, литологии и стратиграфии. Больше того, во многих случаях выводы в этих работах базируются на устаревших теоретических представлениях.

Качество минерагенического анализа и связанная с этим возможность выявления перспективной области, иногда с оценкой

прогнозных запасов, зависят в первую очередь от степени геологической изученности данной области и от знания того, как действуют факторы, контролирующие образование месторождений полезных ископаемых.

б. Предпосылки, которые относятся к *экономическому аспекту.* Так как прогноз распространения месторождений должен предоставлять данные, которые могут быть использованы в народном хозяйстве, то в процессе прогнозирования очень важно выяснить, при каких обстоятельствах предсказанное скопление полезного ископаемого в будущем может выгодно эксплуатироваться и в связи с этим сможет называться «месторождением». В качестве общих показателей государственный планирующий орган разрабатывает «максимальные допустимые себестоимости различных видов полезного сырья», приводя их в соответствие со всеобщей системой расходов и доходов. Себестоимость включает стоимости поисков, разведки, добычи, обогащения и последующего передела. В определенных случаях, а именно при установленной на данный отрезок времени технологической схеме, могут появиться дополнительные ориентирующие показатели, которые в такого рода вынужденных обстоятельствах, как правило, должны обязательно соблюдаться. Ориентирующими показателями, учитываемыми при прогнозе, могут, например, быть максимальная глубина залегания полезного ископаемого, максимальное значение коэффициента вскрыши[1], минимальное содержание полезных и максимальное содержание вредных компонентов, определенные физические параметры твердых и рыхлых строительных материалов. Важнейшими параметрами, которые оказывают особое влияние на экономическое использование месторождения, являются *среднее содержание полезного компонента*, а также *количество сырья.* При использовании ориентирующих прогнозных величин необходимо знать, диктуются ли они технологическими показателями, существующими в настоящее время, или же появятся в связи с будущим *совершенствованием технологии. Ориентирующие прогнозные* величины не являются чем-то неизменным, напротив, их следует учитывать, обращая внимание на дальнейшее развитие технологии. Все это сводится прежде всего к проблеме соблюдения себестоимости, а она осложняется тем, что на этапе прогнозирования *наши знания соответствующих обстоятельств крайне* скудны, и для того, чтобы сделать определенные выводы, мы должны прибегать к методу аналогий.

На стадии оценки перспективности областей применение экономических параметров ограничивается большей частью учетом

[1] Отношение мощности перекрываемых пород к мощности угольного пласта учитывается при отработке месторождений бурых углей.

таких общих ориентирующих величин, влияющих на отклонение от себестоимости, как максимальная глубина залегания полезного ископаемого и минимальное количество сырья. Лишь на стадии предсказания запасов эти две названные выше ориентирующие величины, а также величина максимально допустимой себестоимости приобретают большее значение.

7.4. Методика прогноза распространения месторождений

Как было показано, прогноз имеет две стороны — минерагеническую и экономическую. Коротко это может быть сформулировано следующим образом:

прогноз = анализ минерагенических фактов + использование экономических параметров.

Эти две стороны, являющиеся двумя частями единой системы, противостоят друг другу. Отсюда следует, что методика обработки и отображения обеих частей неодинакова. В связи с этим мы различаем: 1) методику анализа минерагенических фактов и 2) методику оценки ресурсов месторождений, которая состоит в учете минерагенических фактов в сочетании с использованием экономических параметров.

Анализа минерагенических фактов здесь мы не будем касаться, отослав читателя к гл. 3 и 6.

Методика оценки ресурсов месторождений заключается в том, чтобы:

оценить установленные в данной области минерагенические факты и решить, соответствуют ли они и в какой степени прогнозируемому типу месторождений и тем самым являются ли они «критическими»;

попытаться специфические выводы из минерагенических фактов трансформировать в экономические и в связи с этим использовать имеющиеся экономические параметры (максимальную стоимость, глубину залегания и др.) в качестве предельных и ориентирующих величин.

В принципе на основе прогноза можно предсказать месторождения только тех генетических типов, главные параметры которых известны и изучены в других областях. Прогноз распространения месторождений базируется исключительно на *методе аналогий*. Трудности этого метода связаны с тем, что полностью сходных месторождений не существует, и поэтому нужно с самого начала считаться с отклонениями, величины которых неизвестны.

Следует выделить четыре случая прогноза, отличающиеся друг от друга по степени уверенности, с которой совершается предсказание, а также по методике:

а. Предсказание областей, перспективных в отношении полезных ископаемых.

б. Определение прогнозных запасов в области, в которой до сих пор не были известны ни месторождения, ни обнажения с проявлениями соответствующего полезного ископаемого.

в. Определение прогнозных запасов в области, где месторождения еще не известны, но существуют обнажения, в которых встречаются проявления соответствующего полезного ископаемого.

г. Определение прогнозных запасов по аналогии с известным месторождением.

Случай *а* соответствует *качественному* прогнозу, случаи *б*, *в*, *г* относятся к категории *количественного* прогноза ресурсов месторождений полезных ископаемых.

7.4.1. Качественный прогноз распространения месторождений

Прогноз должен ограничиваться предсказанием перспективных областей в том случае, когда имеется слишком мало сведений о минерагении области и прежде всего о факторах, которые являются главными контролирующими для данного типа месторождений, и об индикаторах самих месторождений. Тем не менее и при этом виде прогноза следует применять методы аналогий.

Оценка перспективности еще недостаточно минерагенически изученной области раньше была чисто субъективной. В зависимости от опыта и общей установки исследователя она оказывалась или слишком оптимистической или излишне пессимистической. Степень субъективности уменьшается, когда оценка перспективности производится не одиночками, а несколькими связанными друг с другом исследователями, при этом объективная оценка обеспечивается непредвзятой широкой дискуссией и отсутствием потребительского ажиотажа.

Степень уверенности в правильности прогноза достигает максимума:

когда минерагенические функции региональных и локальных факторов, контролирующих месторождения, могут считаться выясненными;

когда индикаторы месторождений, их интенсивность и распространенность полностью известны;

когда существуют минерагенически эквивалентные месторождения, а их факторы и индикаторы достаточно изучены, так что могут быть использованы для оценки в качестве эталона.

Для оценки минерагенических факторов и индикаторов области, где осуществляется прогноз, может быть принята система баллов. Так, например, каждый из перспективных факторов и индикаторов можно оценить одним баллом, и тогда сумма баллов может служить показателем перспективности. Этот метод, примененный Е. Шаталовым и др. [137] в самом начале их работы над проблемой прогноза, имеет тот недостаток, что в нем все факторы и индикаторы недопустимо уравнены по степени

их влияния. Практика показывает, что, например, определенные факторы оказываются особенно «критическими», т. е. обязательными для формирования оруденения, в то время как другие играют лишь факультативную роль. Это исключительно важное для оценки обстоятельство может быть учтено, если факторам и индикаторам, имеющим разную степень эффективности, приписывать различное число баллов. При этом величины таких показателей для каждого фактора и индикатора могут меняться от одного типа месторождений к другому. Определение размеров этих показателей сначала, естественно, также носит субъективный характер.

При оценке следует отчетливо представлять, имеем ли мы дело с факторами или индикаторами. Наличие перспективных факторов [1] может рассматриваться как показатель того, насколько в принципе вероятно накопление полезного ископаемого; перспективные индикаторы [2] свидетельствуют о том, в какой мере это произошло на самом деле.

При оценке необходимо обращать внимание на степень изученности (т. е. степень исследованности и степень разведанности) и следить, чтобы она не влияла на определение перспективности. Этого можно, например, достичь, если сумму баллов для факторов независимо от степени исследованности принять за постоянную, а сумму баллов для индикаторов — за переменную величину. Последняя увеличивается в соответствии с повышением степени изученности. Этим самым достигается то, что при небольшой степени исследованности оценка факторов (тектонические структуры, литологический контроль и т. п.) оказывается выше, а при более значительной степени исследованности выше оказываются оценки индикаторов (содержание металлов, интенсивность ореолов рассеяния и т. п.). Отсюда следует, что, несмотря на низкий уровень знаний, при установлении благоприятных региональных условий область уже может быть объявлена перспективной, хотя сами индикаторы месторождений еще не обнаружены или известны в недостаточной степени. С учетом этого рассуждения в табл. 7.1 в качестве примера приведены баллы для факторов (постоянные параметры) и для индикаторов (переменные параметры) в зависимости от степени исследованности (от *E* до *A*). Баллы для факторов соответствуют максимально достижимому числу, когда все факторы и индикаторы перспективного характера обнаружены. Даются также отношения факторы/индикаторы, которые непрерывно изменяются в зависимости от степени исследованности.

[1] Имеются в виду факторы, которые благоприятны для образования месторождений.

[2] Имеются в виду индикаторы, которые с определенной степенью уверенности указывают на присутствие месторождения.

Таблица 7.1

Распределение баллов при прогнозных работах, которое применяется для оценки областей, перспективных на оловянное оруденение, в Рудных горах

	Степень изученности и оценка в баллах				
	E (очень слабая)	*D* (слабая)	*C* (средняя)	*B* (высокая)	*A* (очень высокая)
Минерагенические факторы (постоянные параметры)	50	50	50	50	50
Минерагенические индикаторы (переменные параметры)	21	33	50	75	120
Сумма баллов	61	83	100	125	170
Отношение факторы, % / индикаторы, %	70/30	60/40	50/50	40/60	30/70

Степень изученности областей можно охарактеризовать следующим образом:

очень слабая (*E*), не проводилось специфических для данного полезного ископаемого минерагенических работ;

слабая (*D*), проведен ряд отдельных исследований, таких, как локальное картирование, опробование отвалов и др.; средняя (*C*), проведены картирование поверхности, геохимические исследования по обломкам пород, а также почвенно- и гидрохимические исследования;

высокая (*B*), проведены картировочное бурение (глубиной <50 м), сопровождавшееся проходкой шурфов, или картирование с помощью одних шурфов, детальные почвенно- и литогеохимические исследования, а также работы по выяснению наиболее важных структурных элементов;

очень высокая (*A*), проведены разведка горными выработками и глубоким бурением (>50 м) или только глубоким бурением, детальные геохимические (лито- и почвенногеохимические) исследования, а также обстоятельное тектоническое изучение для выяснения структуры области и минерагенических функций структурных элементов.

В табл. 7.2 приведен пример оценки в баллах факторов и параметров, как это делалось при качественном прогнозе распространения оловорудных месторождений в Западных Рудных горах.

Исходя из этого, можно установить четыре категории перспективности: *очень перспективная, перспективная, условно перспективная, неперспективная.* Правильным представляется следующее распределение баллов (табл. 7.3):

Таблица 7.2а

Оценка факторов, контролирующих месторождения, при прогнозных исследованиях перспективной на оловянное оруденение области в Западных Рудных горах

Факторы, контролирующие месторождения	Оценка в баллах	
	м[1]	с[2]
Sn-F-Li-специализированные граниты варисцийского посткинематического позднего интрузивного комплекса	15	
Прикровельные области обнаженных частей плутона		15
Апикальные интрузии на поверхности земли		15
Положение контактов апикальных интрузий не глубже чем 200 м от земной поверхности		10
Положение контактов в интервале 200—500 м ниже земной поверхности		6
До- и послегранитные структурные зоны (глубинные нарушения низких порядков)	15	
Зоны, вытянутые в направлении СВ—ЮЗ		15
Зоны, вытянутые в направлении СЗ—ЮВ, или соответствующие отрезки контакта гранита		10
Области с локально сконцентрированными тектоническими деформациями (брекчирование)	10	
Структурные линии (тектонические элементы типа трещин оперения в области структурных зон или вблизи них)	5	
Скопление магматических жил	5	
Суммарная оценка факторов	50	

[1] Максимальные баллы для данных структур.
[2] Специальная балльная оценка встреченных вариаций.

Применяя описанный способ, исходят из необходимости сделать прогнозную оценку области наиболее объективной. Преимущества такой оценки перед чисто субъективной общеизвестны. Однако нельзя не заметить, что способ носит несколько формальный характер. Одна из существенных слабостей его заключается в том, что отдельные оценочные параметры действуют изолированно и их взаимные соотношения и зависимости не учитываются. Большой проблемой остается выработка стандартов с помощью проанализированных минерагенических соотношений на так называемых месторождениях-эталонах. Это также можно решить лишь приближенно, поскольку нельзя ожидать, что в природе на двух месторождениях могут возникнуть полностью эквивалентные минерагенические ситуации. Несмотря на эти недостатки и связанную с ними пониженную степень уверенности в правильности выводов, этот первый шаг в процессе прогнозирования (часто для его обозначения применяют название «оценка») имеет большое значение, так как в случае положительного заключения он является предпосылкой для второго шага, в результате которого должны быть предсказаны прогнозные запасы.

Дальнейшим развитием этого оценочного метода представляется метод, примененный Ю. Ивановым и Г. Коногоровым [64]. Он основан на том, что

Таблица 7.2б

Оценка индикаторов месторождений при прогнозных исследованиях перспективной для оловянного оруденения области в Западных Рудных горах

Индикаторы месторождений	Число баллов как функция степени изученности									
	E		*D*		*C*		*B*		*A*	
	м	с	м	с	м	с	м	с	м	с
Содержание перспективных элементов (Sn, Li, F) в темной слюде гранитоидов	—	—	—	—	5	—	8	—	12	—
Литохимические аномалии	—		6		12		17		29	
Sn ($>\bar{x}+3s$)		—		6		9		10		15
Li ($>\bar{x}+3s$ или $<\bar{x}-2s$)[1]		—	—			3		5		10
W ($>\bar{x}+5s$)		—		—		—		2		4
Постмагматические метасоматиты	9		12		15		22		36	
Топаз-кварцевый грейзен		9		12		15		22		36
Турмалиновые метасоматиты		7		8		12		18		28
Альбитовые метасоматиты		5		6		9		12		19
Оловянное оруденение (>1000 г/т Sn)	12		15		18		28		43	
Штокверки, грейзеновые тела		12		15		18		28		43
Жилы, зоны прожилков		10		12		15		22		35
Суммарная оценка индикаторов	21		33		50		75		120	

[1] В одних структурах грейзеновые тела обозначаются положительными Li-аномалиями, а в других — отрицательными.

Таблица 7.3

Оценки в баллах категорий перспективности в зависимости от степени изученности

Категория перспективности	Оценка в баллах				
	E	*D*	*C*	*B*	*A*
I. Очень перспективная (>80%)	>57	>66	>79	>99	>135
II. Перспективная (60—79%)	43—57	50—66	60—79	75—99	102—135
III. Условно перспективная (40—59%)	28—42	33—49	40—59	50—74	68—101
IV. Неперспективная (<40%)	<28	<33	<40	<50	<68

количественная оценка информативности геологических, геохимических и геофизических поисковых признаков производится по трем коэффициентам информативности. Эти коэффициенты характеризуют наличие или отсутствие поисковых признаков в промышленных месторождениях и непромышленных рудопроявлениях. Авторами рассмотрено 107 поисковых признаков.

7.4.2. Количественный прогноз выявления месторождений

Как уже было отмечено ранее (разд. 7.4), при количественном прогнозе возможны три случая, которые обусловлены различным уровнем знаний о данной области или о структуре месторождения. Эти три случая (*б*, *в*, *г*) могут быть охарактеризованы следующим образом.

Случай *б*. Прогнозные запасы могут быть определены, если уже имеются детальные сведения об оцениваемом типе месторождений в соответствии с требованиями качественного прогноза. Конечно, в этом первом случае соответствующее полезное ископаемое не было встречено непосредственно в выработках и о наличии месторождений ничего не известно. Прогноз основывается исключительно на доказанности наличия минерагенически благоприятных факторов, а также ряда индикаторов. На этой основе можно предсказать только лишь прогнозные запасы подгруппы дельта-2. Необходимые для этого параметры определяются исключительно косвенным путем; они должны быть экстраполированы или выведены из минерагенически аналогичных месторождений. Прогнозные запасы данной категории отличаются тем, что они или совсем не локализованы или локализованы не строго. Однако геометрическое место их проявления ограничивают определенными структурами в зависимости от

знания региональных и локальных рудоконтролирующих факторов и индикаторов.

Случай *в*. В области, в которой точно так же еще не известны месторождения, но существуют выработки, вскрывшие соответствующее полезное ископаемое, прогнозные запасы относят к подгруппе дельта-1. Методика их определения здесь уже приблизительно соответствует методике подсчета разведанных запасов. Необходимые для определения прогнозных запасов параметры выводятся из данных, полученных из немногих выработок или в крайнем случае из одной выработки, в связи с чем эти параметры не очень надежны. Кроме того, для оценки предсказываемого месторождения привлекаются также данные по минерагенически и экономически эквивалентным или по крайней мере сходным месторождениям.

Случай *г*. Прогнозные запасы, определенные по аналогии с одним месторождением, относят к подгруппе дельта-1. Методика их определения соответствует методике подсчета разведанных запасов. Необходимые для определения прогнозных запасов параметры, такие, как содержание полезных компонентов, мощность тел полезного ископаемого, их протяженность и т. д., выводятся из параметров известных месторождений. При этом необходимо учитывать характер их изменения по направлению к территории, для которой делается прогноз.

Основная проблема определения прогнозных запасов в общем заключается в том, чтобы по относительно хорошо известной минерагенической ситуации и с небольшими знаниями об извлекаемости и обогатимости полезного ископаемого делать заключение о наличии прогнозных запасов, которые в результате будущей разведки должны стать балансовыми. Это значит, что сырье должно быть принципиально извлекаемым и обогащаемым и что себестоимость не может превышать предельную величину, установленную компетентным народнохозяйственным органом. Из-за сложности процесса определения прогнозных запасов целесообразно действовать постепенно, шаг за шагом.

Первый шаг заключается в определении прогнозных запасов (в соответствии с уровнем знаний по категориям дельта-1 и дельта-2) в данной области по аналогии с каким-либо месторождением или пунктом минерализации, но сначала без конкретной оценки их как потенциально балансовых запасов. При этом шаге определяются просто прогнозные запасы, которые соответствуют геологическим запасам разведанных месторождений. Естественно, и здесь также исходят из параметров (содержание полезного ископаемого, мощность залежей, глубина залегания), которые в принципе допускают доведение этих запасов до балансовых. Этот шаг находится в области компетенции геологов, и они ответственны за него. В результате данного шага устана-

вливается количество полезного ископаемого определенного типа (общее или процент извлекаемой части).

Второй шаг — геолого-экономическая оценка прогнозных запасов. Устанавливается (в некоторых случаях при еще неуточненных параметрах) характер прогнозных запасов: *балансовые*, *неясно-балансовые* или *забалансовые*. При этом шаге должны быть рассмотрены извлекаемость, обогатимость и способность к металлургическому переделу и сделаны по возможности точные предположения о выходе промежуточных продуктов на каждом этапе технической обработки данного сырья. Это значит, что должны быть проведены опыты по извлекаемости и опыты по обогатимости (по меньшей мере в масштабах лаборатории). Первые осуществляются смотря по обстоятельствам, вторые — совершенно обязательно. В зависимости от этого необходимо оценить себестоимости разведки, извлечения, обогащения и металлургического передела (капиталовложения, а также текущие расходы производства, исходя из оптимального производственного времени). Данный шаг находится в области компетенции коллектива, который за него ответствен и состоит из геологов, специалистов по горному делу, технологов, металлургов и экономистов. Результатом второго шага является расчет себестоимости извлекаемого полезного ископаемого. Сравнение реальной себестоимости и себестоимости, запланированной соответствующим народнохозяйственным органом, позволяет решить, являются ли прогнозные запасы балансовыми или забалансовыми. Строго говоря, опирающиеся на это сравнение выводы о балансовом или забалансовом характере прогнозных запасов должны делаться с учетом развития цен и потребности в сырье лишь после перевода этих запасов в разведанные.

Методика определения прогнозных запасов в значительной степени соответствует методике подсчета разведанных запасов. Исходя из объема, заключающего полезное ископаемое, и удельного веса, взятого по аналогии или непосредственно определенного, рассчитывают количество предсказанного или проанализированного полезного ископаемого и вероятные для данного месторождения качественные показатели. Несмотря на то что на прогнозируемом месторождении иногда имеется относительно много определений содержания полезного компонента, все же более правильно использовать среднее значение содержания, полученное на соответствующем эталонном месторождении, поскольку эта величина статистически более обоснованна. Естественно, при этом предполагается, что оба месторождения принадлежат к одному типу. То же самое относится и к кондициям.

В отличие от разведанных запасов в случае запасов прогнозных применяемые для их подсчета параметры малонадежны. Для того чтобы решить, являются ли прогнозные запасы балан-

совыми, следует учитывать не только расположение этих запасов вблизи уже существующих предприятий, необходимость транспортировки сырья или концентратов или создание фабрики для разделения и обогащения, но и принимать во внимание обогатимость сырья, а также возможность при имеющейся технике достигать необходимой степени этого обогащения.

7.5. Изображение результатов прогноза

Результаты прогноза распространения месторождений полезных ископаемых целесообразно изображать на картах, поскольку в этом случае можно достичь максимальной степени обобщения и абстракции и показать усредненные данные в их взаимосвязи, с учетом влияния друг на друга. В отличие от минерагенических (металлогенических) карт, представляющих собой карты фактического материала (см. разд. 3.7), прогнозные карты являются производными. На них, с одной стороны, наносят заданные параметры, такие, как максимальная глубина, максимальный коэффициент вскрыши, и, с другой—в соответствии с оценкой перспективности установленные «критические» минерагенические факторы и индикаторы предсказанных перспективных площадей. Эти площади с различной степенью перспективности представляют собой графически обобщенный результат трансформации минерагенических прогнозных выводов в экономические. При графическом изображении результатов прогноза распространения месторождений необходимо также учитывать степень изученности охваченной прогнозом площади, так как от этого решительным образом зависит достоверность предсказания.

По сравнению с минерагенической картой прогнозная карта построена просто. Она имеет лишь ограниченное во времени значение, поскольку экономические аспекты прогноза в отличие от минерагенических недолговечны.

При подготовке прогнозной карты, т. е. построении различных перспективных областей, целесообразно делать так, чтобы в соответствии с наличием или отсутствием установленных факторов и индикаторов (см. табл. 7.2) данная площадь получала полагающиеся ей отдельные оценки в баллах, а суммирование этих баллов давало бы затем комплексную оценку. При этом следует придерживаться принципа, который заключается в том, что оценка перспективности области должна быть тем выше, чем больше перспективных факторов и индикаторов, т. е. чем значительнее сумма баллов.

Минерагенические карты и карты прогноза образуют единое целое. Прогнозную карту целесообразно изготавливать на прозрачной кальке и использовать в виде накладки на минерагеническую карту. В этом случае можно выявить и проконтролировать различия в оценке отдельных областей по различиям

в минерагенической ситуации. Содержание обеих карт позволяет наметить характер и интенсивность последующих поисковых работ.

7.6. Дальнейшее развитие прогноза распространения месторождений

Прогноз распространения месторождений полезных ископаемых, как стратегия поиска новых месторождений, должен, несомненно, развиваться и совершенствоваться. Это касается как минерагенических, так и экономических его сторон, причем и в теоретическом и в методическом плане. Исключительно важным и неотложным представляется обстоятельный анализ региональных и локальных контролирующих факторов для каждого типа месторождений. Это предполагает знание палеогеологической ситуации в данной области, а также физико-химических условий миграции и отложения образующих месторождения элементов или групп элементов. В настоящее время еще недостаточно уделяется внимания той части работы по прогнозированию, в процессе которой минерагенические данные используются для экономических выводов. Здесь необходимо разрабатывать совершенно новые модели и использовать математические методы.

Во многих случаях работа геологов в прошлом ограничивалась задачей, состоявшей в том, чтобы доказать классическими методами наличие в земной коре известных полезных ископаемых, которые могли быть извлечены и использованы, а также установить их форму и содержание. В будущем геологи будут вынуждены предлагать промышленности в возрастающем количестве *новые виды сырья*. Это сырье должно залегать на небольшой глубине вблизи земной поверхности или на морском дне. Оно должно быть представлено в больших количествах, чтобы можно было вести рациональную добычу, и быть пригодным для комплексного использования. В этой связи в дальнейшем потребуется, чтобы геологи занимались проблемой использования сырья в более широком смысле, а не рассматривали полезное ископаемое только как объект для непосредственного изучения [216]. После исторически еще продолжающегося этапа, в течение которого основная задача геологов состояла в том, чтобы *обнаруживать вещество*, постепенно наступит новый этап с дополнительной задачей — выяснять возможности *использования вещества*. На этом этапе в основном должны разрешаться технологические проблемы. Это будущее поле деятельности геологов исключительно важно в народнохозяйственном отношении, и здесь потребуются результаты коллективного труда геологов с технологами, металлургами и экономистами.

Список основной литературы

1. *Бетехтин А. Г.*, Курс минералогии. Изд. 3-е. Госгеолтехиздат, М., 1961.
2. *Билибин Ю. А.*, Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, М., 1955.
3. *Богданов А. А.*, Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, вып. 5, 5—17, 1969.
4. *Муратов М. В.*, Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 47—67, 1967.
5. *Рухин Л. Б.*, Основы литологии. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, Л.-М., 1953.
6. *Смирнов В. И.*, Геология полезных ископаемых. Недра, М., 1965.
7. *Страхов Н. М.*, Основы теории литогенеза. Т. 1—3, Изд. АН СССР, 1962.
8. *Татаринов П. М.*, Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, М., 1963.
9. *Татаринов П. М., Грушевой В. Г., Лабазин Г. С.*, Основные принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Госгеолтехиздат, М., 1957.
10. *Хаин В. Е.*, Об основных тенденциях в развитии земной коры. Вестн. Моск. ун-та, геол., № 1, 25—40, 1968.
11. *Шаталов Е. Т.*, (ред.) Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. М., 1972.
12. *Щеглов А. Д.*, Металлогения областей автономной активизации. Недра, Л., 1968.
13. *Bubnoff S. V.*, Grundprobleme der Geologie. 2. Aufl. Berlin, Akademie Verlag, 1959.
14. Grundriß der Geologie der DDR. Bd. 1, Berlin, Akademie Verlag, 454 S., 1968.
15. *Kraus E.*, Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane, Berlin, Akademie Verlag, 1971.
16. *Niggli P.*, Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. I und II, Basel, Verl. Birkhäuser 1948/1952.
17. *Perelman A. I.*, Geochemie epigenetischer Prozesse. Berlin, Akademie Verlag, 1972.
18. *Petraschеck W. E.*, Lagerstättenlehre. 2. Aufl. Wien, Springer Verlag, 1961.
19. *Rösler H. J., Lange H.*, Geochemische Tabellen. Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie 1965.
20. *Schneiderhöhn H.*, Erzlagerstätten. 3. Aufl. Jena, VEB Gustav Fischer Verlag, 1955.
21. *Stille H.*, Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. Abh. Pr. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Berlin, 1944.
22. *Stille H.*, Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung. Dtsch. Akad. Wiss., Vortr. und Schriften, **32**, Berlin, 1949.

Список дополнительной литературы

23. *Аношин Г. Н., Дорош В. М., Косалс Я. А., Маликова И. Н., Мельникова Р. Д., Потапьев В. В., Цимбалист В. Г.*, О рудоносности гранитоидных магм. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Симпозиум, Часть I. Доклады, Иркутск, 189—215, 1970.
24. *Апельцин Ф. Р., Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Заболотная Н. П., Караева З. Г., Макеев Б. В., Ставров О. Д.*, Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, цезия, тантала, ниобия), генетически связанных с гранитоидами. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов (симпозиум, Часть I. Доклады), Иркутск, 146—188, 1970.
25. *Аристов В. В., Тихомиров С. В.*, Значение современного варианта периодической системы Д. И. Менделеева для прогноза и поисков полезных ископаемых. Изв. вузов, геол. и разв., № 11, 9—18, 1970.
26. *Барсуков В. Л.*, К геохимии олова. Геохимия, № 1, 36—45, 1957.
27. *Барсуков В. Л.*, Об источнике рудного вещества и его значении для металлогенических построений. Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса (Материалы симпозиума), Владивосток, 9—11, 1966.
28. *Барсуков В. Л.*, О проблеме источника рудного вещества гидротермальных месторождений. В кн. Геохимия гидротермального рудообразования. Наука, М., 21—29, 1971.
29. *Белевцев Я. Н.*, Особенности металлогении докембрийских щитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 17—28, 1965.
30. *Белевцев Я. Н.*, Метаморфогенные месторождения. В кн. Генезис эндогенных рудных месторождений. Недра, М., 648—714, 1968.
31. *Белевцев Я. Н.*, К вопросу об источниках рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Сов. геол., № 11, 38—49, 1972.
32. *Белоусов В. В.*, Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, Госгеолтехиздат, 1962.
33. *Белоусов В. В.*, Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов. Геотектоника, № 1, 3—14, 1967.
34. *Беус А. А., Ситнин А. А.*, Распределение петрогенных элементов в гранитоидах. В сб. Проблемы геохимии. Наука, М., 429—435, 1965.
35. *Беус А. А., Соболев Б. П.*, Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. Межд. геол. конгр., XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 5, Недра, М., 36—49, 1964.
36. *Билибин Ю. А.*, Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 95—112, 1947.
37. *Билибин Ю. А.*, Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 51—66, 1948.
38. *Билибин Ю. А.*, Избранные труды. Т. 2 и 3. Изв. АН СССР, М., 1959, 1961.
39. *Богданов А. А., Муратов М. В., Шатский Н. С.* (ред.), Тектоника Европы, Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м. 1 : 2 500 000. Наука, Недра, М., 1964.
40. *Бойченко Е. А., Удельнова Т. М., Юферова С. Г.*, Эволюция восстановительных функций биосферы. Геохимия, № 11, 1392—1396, 1969.
41. *Бубличенко Н. Л. и др.*, Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая). Недра, М., 1972.
42. *Бурак В. А.*, Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования. В сб. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Наука, Л., 258—274, 1970.

43. *Вернадский В. И.*, Избранные сочинения. Т. I. Изд-во АН СССР, М., 1954.
44. *Виноградов А. П.*, Химическая эволюция Земли. Первое чтение им. В. И. Вернадского 30 марта 1959. Изд. АН СССР, М., 1959.
45. *Виноградов А. П.*, Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 555—571, 1962.
46. *Виноградов А. П., Ронов А. Б.*, Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. Геохимия, № 6, 3—24, 1956.
47. *Виноградов А. П., Тугаринов А. И.*, Геохронология докембрия. Геохимия, № 9, 723—731, 1961.
48. *Глушко В. В., Дикенштейн Г. Х., Шмидт К., Гольденбехер К.*, Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого основания. Сов. геология, № 5, 37—43, 1974.
49. *Говаров И. Н., Недашковский П. Г., Левашев Г. Б., Полевский Р. И., Стрижкова А. А., Мушенко Л. В., Иванов В. С., Никифоров И. К.*, Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов (Симпозиум, Часть I. Доклады). Иркутск, 83—145, 1970.
50. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.*, О необратимом характере геологического и металлогенического развития земной коры. В сб. Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. Наука, М., 137—148, 1964.
51. *Гринберг И. В.*, Геохимические и физико-химические основы глубинного синтеза углеводородов. В сб. Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Наукова думка, Киев, 52—68, 1971.
52. *Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б.*, Рифтовые зоны океана и проблемы рудообразования. Геохимия, № 8, 935—944, 1970.
53. *Доленко Г. Н.*, (ред.), Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Наукова думка, Киев, 1971.
54. *Домарев В. С.*, Об эволюции процессов рудообразования в истории Земли. В сб. Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Наука, Л., 221—237, 1967.
55. *Домарев В. С.*, О метаморфогенном рудообразовании. Сов. геология, № 4, 6—17, 1967.
56. *Домарев В. С.*, Проблемы общей металлогении. Вестн. ЛГУ, № 24, геол., геогр., вып. 4, 28—40, 1968.
57. *Домарев В. С.*, Некоторые особенности металлогении докембрия. В сб. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Наука, Л., 238—257, 1970.
58. *Евсеева Л. С., Перельман А. И.*, Геохимия урана в зоне гипергенеза, Госатомиздат, М., 1962.
59. *Еланский Л. Н.*, К проблеме абиогенного происхождения нефти. В сб. Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Наукова думка, Киев, 69—85, 1971.
60. *Жарков М. А.*, Палеозойские соленосные формации мира. Недра, М., 1974.
61. *Жданов В. В.*, Метасоматоз и рудогенез в гранитном слое земной коры. Метасоматизм и рудообразование (краткие тезисы конференции), Л., 8—12, 1972.
62. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.*, Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций. Геология рудных месторождений, № 4, 3—17, 1974.
63. *Иванов А. А., Воронова М. Л.*, Галогенные формации. Недра, М., 1972.
64. *Иванов Ю. Б., Коногоров Г. С.*, Количественная оценка информативности поисковых признаков на эндогенное оруденение. Сов. геология, № 2, 115—125, 1971.

65. *Ицыксон М. И.*, Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях. Сов. геология, № 1, 86—113, 1958.
66. *Ицыксон М. И.*, Геологические типы оловорудных формаций складчатых областей и областей тектономагматической активизации. В сб. Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Сев.-Зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 59—61, 1966.
67. *Каляев Г. И.*, Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Наукова думка, Киев, 1965.
68. *Карпинский А. П.*, Очерки геологического прошлого Европейской России. Петроград, 1919.
69. *Карцев А. А.*, Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений, Гостоптехиздат, М., 1963.
70. *Карцев А. А.*, Основы геохимии нефти и газа. Недра, М., 1969.
71. *Козлов М. С., Титов В. И., Азов В. С.*, О метаморфогенном образовании полиметаллических месторождений рудноалтайского типа (на примере месторождений Рудного Алтая). Геол. журн., № 2, 24—31, 1972.
72. *Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г.*, О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. В кн. Металлогеническая специализация магматических комплексов, Недра, М., 7—24, 1964.
73. *Костецкая Е. В., Петрова З. И.*, Распределение некоторых редких элементов (Li, Rb, Mo, Sn, Nb) и элементов-минерализаторов (F, Cl) в биотитах из Джидинского гранитоидного комплекса (Западное Забайкалье). Геохимия, № 9, 1057—1062, 1966.
74. *Котляр В. Н.*, О типах месторождений докембрийских массивов. В кн. Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Наука и техника, Минск, 3—14, 1965.
75. *Котляр В. Н.*, Основы теории рудообразования, Недра, М., 1970.
76. *Крашенинников Г. Ф.*, Учение о фациях, Высш. школа, М., 1971.
77. *Кротова В. А.*, Гидрогеологические критерии нефтеносности. Гостоптехиздат, Л., 1960.
78. *Кудрявцев Н. А.*, Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Тр. ВНИГРИ, вып. 215, 211—220, 1963.
79. *Кузнецов Ю. А.*, Основные типы магмаконтролирующих структур и магматические формации. Геология и геофизика, № 9, 3—24, 1970.
80. *Ляхович В. В.*, Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза, Наука, М., 1967.
81. *Ляхович В. В., Овчинников Л. Н.*, Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов (Симпозиум, Часть I. Доклады). Иркутск, 47—82, 1970.
82. *Магакьян И. Г.*, Основы металлогении материков. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
83. *Магакьян И. Г.*, Металлогения (главнейшие рудные пояса), Недра, М., 1974.
84. *Масайтис В. Л.*, Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время. Зап. ВМО, Часть 99, вып. 2, 192—199, 1970.
85. *Муратов М. В.*, Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей, Межд. геол. конгр., XXII сессия, Доклады сов. геологов, Проблема 4. Наука, М., 256—277, 1964.
86. *Муратов М. В.*, Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. Изв. вузов, геол. и разв., № 3, 3—48, 1966.
87. *Набоко С. И.*, Роль наземного вулканизма в процессах рудообразования. Геология и геофизика, № 1, 22—30, 1970.
88. *Неручев С. Г.*, Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Гостоптехиздат, Л., 1962.
89. *Нестеров И. И., Потеряева В. В.*, Региональные геологические условия, контролирующие формирование крупных месторождений нефти и газа. Геология нефти и газа, № 10, 1—6, 1971.

90. *Орлова А. В., Шаталов Е. Т.*, Основные принципы составления и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Изд. АН СССР, М., 1963.
91. *Павловский Е. В.*, О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 77—108, 1962.
92. *Панкина Р. Г., Максимов С. П.*, Закономерности в изменении изотопного состава серы в связи с цикличностью процессов нефтеобразования. Геология нефти и газа, № 12, 8—12, 1964.
92а. *Пейве А. В.*, Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 90—105, 1956.
93. *Пейве А. В.*, Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 5—23, 1969.
94. *Радкевич Е. А.*, Металлогеническая зональность Тихоокеанского рудного пояса. Геология рудных месторождений, № 6, 3—13, 1971.
95. *Ронов А. Б.*, Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью). Геохимия, № 5, 409—423, 1958.
96. *Ронов А. Б.*, К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. Геохимия, № 5, 397—409, 1959.
97. *Ронов А. Б.*, Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. Геохимия, № 8, 715—743, 1964.
98. *Ронов А. Б., Ермишкина А. И.*, Распределение марганца в осадочных породах. Геохимия, № 3, 206—225, 1959.
99. *Руб М. Г.*, Значение акцессорных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогении. Сов. геология, № 1, 49—64, 1964.
100. *Руб М. Г., Коптев-Дворников В. С.*, Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов (Симпозиум, часть I. Доклады). Иркутск, 3—46, 1970.
101. *Рундквист Д. В.* (ред.), Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (материалы к совещанию 14—17 декабря 1971). ВСЕГЕИ, Л., 1971.
102. *Сауков А. А.*, Эволюция факторов миграции элементов в геологической истории. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 3—16, 1961.
103. *Семененко Н. Р.*, Металлогения докембрия. Сов. геология, № 2, 50—60, 1962.
104. *Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т.*, Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII, Наука, М., 55—78, 1967.
105. *Сидоренко А. В.*, Некоторые вопросы изучения докембрия. В сб. Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2, Недра, М., 5—13, 1967.
106. *Смирнов В. И.*, Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, М., 1963.
107. *Смирнов В. И.* (ред.), Генезис эндогенных рудных месторождений. Недра, М., 1968.
108. Смирнов В. И. (ред.), Рудные месторождения СССР. Т. 1—3, Недра, М., 1974.
109. *Смирнов В. И.*, Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. Геология рудных месторождений, № 1, 3—17, 1974.
110. *Смирнов С. С.*, Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолтехиздат, М., 1944.
111. *Сморчков И. Е.*, К определению понятия «металлогеническая специализация магмы». В кн. Металлогеническая специализация магматических комплексов. Недра, М., 25—30, 1964.
112. *Соболев В. С.*, Условия образования месторождений алмазов. Геология и геофизика, № 1, 7—22, 1960.

113. *Старицкий Ю. Г.*, О принципах и методике составления обзорных металлогенических карт для платформ. Сов. геология, № 10, 3—19, 1965.
114. *Старицкий Ю. Г.*, Основные проблемы металлогении платформ. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 191, 23—40, 1973.
115. *Сташук М. Ф.*, Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. Недра, М., 1968.
116. *Страхов Н. М.*, Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 3—22, 1962.
117. *Судовиков Н. Г.*, Метаморфогенное рудообразование. Сов. геология, № 1, 105—119, 1965.
118. *Таусон Л. В., Анфилогов В. Н., Коваленко В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. П., Трошин Ю. П.*, Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальной интрузии гранитоидов. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов (Симпозиум, Часть I. Доклады). Иркутск, 216—261, 1970.
119. *Твалчрелидзе Г. А.*, О металлогенической эволюции земной коры. Геол. сб., № 2, КИМС, Госгеолтехиздат, М., 40—42, 1962.
120. *Тугаринов А. И.*, Эпохи минералообразования в докембрии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 3—26, 1956.
121. *Тугаринов А. И.*, О причинах формирования рудных провинций. В кн. Химия земной коры. Т. 1, М., 153—177, 1963.
122. *Тугаринов А. И., Змеенкова А. В.*, Об источнике рудного вещества при эндогенном рудообразовании. Сов. геология, № 4, 66—78, 1960.
123. *Удинцев Г. Б., Виноградов А. П.* (ред.), Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Наука, М., т. I и II, 1972, т. III, 1974.
124. *Успенская Н. Ю.*, Месторождения-гиганты, их значение в оценке ресурсов нефти и газа и особенности формирования. Геология нефти и газа, № 8, 1—8, 1972.
125. *Фаворская М. А.* (ред.), Локальное прогнозирование в рудных районах востока СССР (сб. статей). Наука, М., 1972.
126. *Фаворская М. А., Томсон И. Н.* (ред.), Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. Недра, М., 1969.
127. *Хаин В. Е.*, Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры, Межд. геол. конгр., XXII сессия, доклады сов. геологов. Проблема 4. Наука, М., 36—52, 1964.
128. *Харкевич Д. С., Москалева В. Н.*, Серии магматических формаций как основы классификации складчатых областей и платформ. Проблемы связи тектоники и магматизма (Труды совещания). Наука, М., 29—46, 1969.
129. *Чеканюк Э. Б.*, О термодинамическом равновесии органических и неорганических соединений в геохимических системах. В сб. Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Наукова думка, Киев, 125—142, 1971.
130. *Шаталов Е. Т.*, О металлогеническом районировании. Геология рудных месторождений, № 3, 3—33, 1959.
131. *Шаталов Е. Т.*, Металлогеническое районирование. В кн. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд. АН СССР, М., 1963.
132. *Шаталов Е. Т.*, Обзор терминов и понятий, характеризующих магматизм. В кн. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд. АН СССР, М., 1963.
133. *Шаталов Е. Т.*, Металлогенические исследования в СССР. Сов. геология, № 10, 16—31, 1967.
134. *Шаталов Е. Т.*, Некоторые вопросы развития региональной металлогении. В кн. Геологическое строение СССР. Т. 5. Недра, М., 439—467, 1969.

135. *Шаталов Е. Т., Несинский Ю. В., Унксов В. А.*, Международный словарь металлогенических понятий и терминов, ВСЕГЕИ, Л., 1966.
136. *Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Томсон И. Н., Константинов Р. М.*, Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. М., Недра, 1972.
137. *Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Яблоков К. В., Дюкова А. И., Томсон И. Н.*, Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Недра, М., 1964.
138. *Шатский Н. С.*, Геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. вузов, геол. и разв., № 11, 9—18, 1970.
139. *Щеглов А. Д.*, Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 103, 11—23, 1964.
1140. *Щеглов А. Д.*, Главные типы областей тектоно-магматической активизации. Сов. геология, № 3, 26—36, 1970.
141. *Щеглов А. Д.*, Об основах научного прогноза эндогенных месторождений. Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (материалы к совещанию). ВСЕГЕИ, Л., 7—9, 1971.
142. *Щербина В. В.*, Основы геохимии. Недра, М., 1972.
143. *Яншин А. Л.* (ред.), Тектоника Евразии, Объяснит. записка к тектон. карте Евразии м. 1 : 5 000 000. Наука, М., 1966.
144. *Abdullajev Ch. M.*, Die petrometallogenetischen Reihen der magmatischen Gesteine und die endogene Erzbildung. Z. angew. Geol., **7**, Berlin, 9, 441—446, 1961.
145. *Ahlfeld F.*, Metallogenetic Epochs and Provinces of Bolivia. Mineral. Deposita, **2**, Berlin, 291—311, 1967.
146. *Angel F., Trojer F.*, Zur Frage des Alters und der Genese alpiner Spatmagnesite. Radex-Rundschau, Radenthein, 2, 374—392, 1955.
147. *Ašgirej G. D.*, Einige Wesenszüge der Tektonik und Entwicklungsgeschichte globaler Mobilzonen, Teil 1: Tiefenbrüche. Geologie, **11**, Berlin, 2, 133—153, 1962.
148. *Aubouin J.*, Geosynclines-Developments. In: Geotectonics **1**, Amsterdam—London—New York, Elsevier Verlag, 1965.
149. *Baas Becking L. G. M., Kaplan I. R., Moore D.*, Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-refuction potentials. Journ. of Geol., **68**, Chicago, 243—284, 1960.
150. *Banerjee P. K., Ghosh S.*, Correlation of Precambrian Ore Provinces of East Africa, India and West Australia. Econ. Geol., **67**, Lancaster, 55—62, 1972.
151. *Bankwitz P.*, Probleme des Faltenbaus, besonders in den Katzhütter Schichten (Präkambrium) im Schwarzburger Sattel (Thüringen). Geologie, **16**, Berlin, 1083—1102, 1967.
152. *Bankwitz P.*, Über die Basisfolge des Kambriums (Goldisthaler Schichten) und ihre Grenze zum liegenden Proterozoikum (Katzhütter Schichten) an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels. Geologie, **19**, Berlin, 1023—1047, 1970.
153. *Baumann L.*, Die Erzlagerstätten der Freiberger Randgebiete. Freib. Forsch. H. C. 188. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 268 S., 1965, 1965a.
154. *Baumann L.*, Zur Erzführung und regionalen Verbreitung des „Felshorizontes" von Halsbrücke, Freib. Forsch. H. C 186, (OELSNER—Gedenkband). Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 63—82, 1965, 1965b.
155. *Baumann L.*, Zur Frage der varistischen und postvaristischen Mineralisation im sächsischen Erzgebirge. Freib. Forsch. H. C 209, Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 15—38, 1967.

156. *Baumann L.*, Die Mineralparagenesen des Erzgebirges — Charakteristik und Genese, Freib. Forsch. H. C 230. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 217—233, 1968.
157. *Baumann L.*, Tin deposits of the Erzgebirge. Trans. Sect. B, Inst. Min. and Metall., **79**, London, 68—75, 1970.
158. *Baumann L., Olszak G., Tischendorf G.*, Tiefenbau und endogene Gesteins- und Erzbildung. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., Reine A, **13**, Berlin, 439—460, 1968.
159. *Baumann L., Dörnfeld G., Tischendorf G.*, Zur künftigen Entwicklung der Minerogenie (Metallogenie). Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, **14**, Berlin, 1, 25—31, 1969.
160. *Baumann L., Leeder O., Weber W.*, Beziehungen zwischen regionalen Bruchstrukturen und postmagmatischen Lagerstättenbildungen und ihre Bedeutung für die Suche und Erkundung von Fluorit-Baryt-Lagestätten. Z. angew. Geol., **21**, Berlin, 61—17, 1975.
161. *Baumann L., Tischendorf G., Wolf M.*, Die Bedeutung der metallogenetisch-minerogenetischen Analyse für die Lagerstättenprognose, -suche und -erkundung. Freib. Forsch. H. C 281. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 9—36, 1975.
162. *Baumann L., Tischendorf G.*, The Metallogeny of Tin in the Erzgebirge, D.D.R. — IGCP — Symposium MAWAM, Karlovy Vary, 1974, vol. 3, Praha, 1976.
163. *Belevcev J. N.*, Zur genetischen Klassifikation endogener Erzlagerstätten. Z. angew. Geol., **20**, Berlin, 9, 394—400, 1974.
164. *Belousov V. V.*, Die Tektonosphäre der Erde. Z. angew. Geol., **16**, Berlin, 1, 45—54, 1970.
165. *Benek R., Röllig G., Eigenfeld F., Schwab M.*, Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR — Anteil der mitteleuropäischen Varisziden. Veröffentl. d. Zentralinst. Physik der Erde, Akad. Wiss. d. DDR, No. 14, Teil 1, Potsdam, 203—244, 1973.
166. *Benek R., Katzung G., Röllig G.*, Variszischer subsequenter Vulkanismus und tektogene Entwicklung im Gebiet der DDR. Jb. für Geologie **7**, Berlin: Akademie Verlag, 1976.
167. *Berdichevsky M. N., Vanyan L. L., Feldman I. S., Porstendorfer G.*, Conducting Layers in the Earth's Crust and Upper Mantle. Gerlands Beitr. Geophysik, **81**, Leipzig, 3/5, 187—196, 1972.
168. *Bochmann M., Schmidt K.*, Der Einfluß der sowjetischen Geologie auf die Entwicklung der Erdöl- und Erdgasgeologie in der DDR. Z. angew. Geol., **18**, Berlin, 12, Beilage, VII—X, 1972.
169. *Bogomolov A. I., Shimansky V. K.*, The origin of the light paraffins in crude oils in the light of composition patterns. Advances in Organic Geochemistry 1964, Pergamon Press, Oxford ec., 213—226, 1966.
170. *Borchert H.*, Geosynklinale Lagerstätten, was dazugehört und was nicht dazugehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. Freib. Forsch. H. C 79, Berlin: Akademie Verlag, 8—61, 1960.
171. *Borsdorf K. H.*, Formationsanalyse der Geosynklinalablagerungen des östlichen Elbingeröder Raumes. Unveröffentl. Diss., E. M. Arndt-Universität, Greifswald, 1973.
172. *Borsdorf K. H., Gräbe R., Rentzsch J.*, Geosynclinal formations of the Devonian and Dinantian in the Southern part of the German Democratic Republic and their mineral deposits. Sbornik, Warszawa, 1976.
173. *Boyle R. W.*, Die Quelle der Metalle und Gangelemente in epigenetischen Lagerstätten. Mineral. Deposita, **3**, Berlin, 2, 174—177, 1968.
174. *Boyle R. W.*, The source of metals and gangue elements in hydrothermal deposits.— IUGS, Ser. A, No. 2, 3—6, (IAGOD-Symp. St. Andrews), Schweizerb. Verl., Stuttgart, und Akad. Kiadó, Budapest, 1970.

175. *Braitsch O.*, Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. Berlin—Göttingen—Heidelberg, Springer Verlag, 1962.
176. *Brause H.*, Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, **15**, Berlin, 3, 327—367, 1970.
177. *Brause H., Gotte W., Douffet H.*, Gesetzmäßigkeiten in der saxothuringischen Zone des Varistikums und ihre Beziehungen zu älteren Orogenen. XXIII. Internat. Geol. Congr., **3**, Praha, 199—212, 1968.
178. *Bray E. H., Evans E. D.*, Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. Geochim. Cosmochim. Acta, **22**, London, 1, 2—15, 1961.
179. *Breithaupt A.*, Paragenesis der Mineralien, Freiberg, 1849.
180. *Cepek A. G.*, Quartär. In: Grundriß der Geologie der DDR. Bd. 1, Berlin, Akademie Verlag, 385—420, 1968.
181. *Chain V. E.*, Vollzieht sich in der Geologie eine wissenschaftliche Revolution? Z. angew. Geol., **16**, Berlin, 11/12, 437—449, 1970.
182. *Cissarz A.*, Lagerstätten des Geosynklinalvulkanismus in den Dinariden und ihre Bedeutung für die geosynklinale Lagerstättenbildung. N. Jb. Min., Abh., **91**, Stuttgart, 485—540, 1957.
183. *Cissarz A.*, Die Stellung der Lagerstätten im geologischen Bildungsablauf.— Geol. Jb., **82**, Hannover, 75—98, 1964.
184. *Dewey J. F.*, Continental margins: a model for conversion of Atlantic type to Andean type.— Earth planet. sc. lett., **6**, Amsterdam, 189—197, 1969.
185. *Dewey J. F., Bird J. M.*, Mountain Belts and the New Global Tectonics. Journ. Geophys. Res., **75**, Richmond, 14, 2625—2647, 1970.
186. *Dewey J. F., Horsfield B.*, Plate tectonics, orogeny and continental growth. Nature, **225**, London, 521—525, 1970.
187. *Dietz R. S.*, Continent and ocean basin evolution by spreading of the seafloor. Nature, **190**, London, 854—857, 1961.
188. *Dietz R. S., Holden J. C.*, Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of Continents, Permian to present. Journ. Geophys. Res., **75**, Richmond, 26, 4939—4956, 1970.
189. *Dikenštejn G. Ch., Gluško V. V., Goldbecher K., Müller E. P., Theilig F., Pankina R. I., Maksimov S. P.*, Zum Auftreten von Quecksilber in Erdgasen am Beispiel der Rotliegenderd — gaslagerstätten. Z. angew. Geol., **19**, Berlin, 10, 492—494, 1973.
190. *Döhner C., Elert K., Koch K., Mötzing R.*, Gegenüberstellung unterschiedlicher Umbildungsprozesse im Kaliflöz „Staßfurt" in der Deutschen Demokratischen Republik. Report of XXIII. Intern. Geol. Congr., 8, Praha, 269—281, 1968.
191. *Dörnfeld G.*, Zu Problemen der Metallogenie und der Lagerstättenprognose. Z. angew. Geol., **13**, Berlin, 225—229, 1967.
192. *Dunham K.*, Geochemie erzführender Provinzen in phanerozoischen Plattformen. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., Bd. 1, Wien, 29—40, 1974.
193. *Eglinton G.*, Recent advances in organic geochemistry. Geol. Rundschau, **55**, Stuttgart, 3, 551—567, 1966.
194. *Ehrenberg H., Pilger A., Schröder F.*, Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). Beih. Geol. Jb. 12, Hannover, 1954.
195. *Eichler J.*, Die geologische Position der präkambrischen Quarzbändererze (Itabirite) und die Problematik ihrer Genese. Clausthaler Hefte (THEIN-HAUS-Band), 9, 6—26, Clausthal-Zellerfeld, 1970.
196. *Eigenfeld F., Schwab M.*, Zur geotektonischen Stellung des permosilesischen subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropa. Z. geol. Wiss., **2**, Berlin, 2, 115—137, 1974.
197. *Ermolaev N. P.*, Progressive metamorphism and ultrametamorphism of rocks as probable sources of substance in epigenetic processes. Internat.

Union Geol. Sci. A. No. 2: Problems of Hydrothermal Ore Deposition. Stuttgart: Verlag Schweizerbart, 38—41, 1970.
198. *Erzberger R., u. a.*, Lithologie, Paläogeographie und Metallführung des Kupferschiefers in der Deutschen Demokratischen Republik. Geologie, **17**, Berlin, 776—791, 1968.
199. *Fiala F.*, Granitoids of the Slavkovský (Cisařský) les Mountains. Sb. geol. ved., ř. G., **14**, Praha, 93—160, 1968.
200. *Fischer R. P.*, Similarities; differences and some genetic problems of the Wyoming and Colorado Plateau types of uranium deposits in sandstones. Econ. Geol., **65**, Lancaster, 778—785, 1970.
201. *Franke D.*, Zu Fragen geologischer Terminologie und Klassifikation (I). Der Begriff Formation. Z. angew. Geol., **8**, Berlin, 4, 208—214, 1962.
202. *Franke D.*, Zu Fragen geologischer Terminologie und Klassifikation (II). Der Begriff Fazies. 1. Teil: Z. angew. Geol., **9**, Berlin, 39—45, 1963a; 2. Teil: Z. angew. Geol., **9**, Berlin, 97—102, 1963b; 3. Teil: Z. angew. Geol., **9**, Berlin, 153—157, 1963c.
203. *Franke D., Schroeder E.*, Das variszische Orogen nördlich des Böhmischen Massivs. Geologie, **17**, Berlin, 6/7, 647—659, 1968.
204. *Freese C., Jung W.*, Über die Rotfärbung der Basalschichten des Zechsteins (Rote Fäule) und ihre Beziehungen zum Nebengestein im südöstlichen Harzvorland. Freib. Forsch. H. C 193, Leipzig; VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 9—24, 1965.
205. *Friedl K.*, The oil fields of the Vienna Basin. Proc. V. World Petr. Congr., Bd. I, 865—882, 1959.
206. *Friedrich O. M.*, Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, Radenthein, 371—407, 1953.
207. *Füchtbauer H., Müller G.*, Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, Teil II. Stuttgart: Verlag Schweizerbart, 726 S., 1970.
208. *Garrels R. M., Christ C. L.*, Solutions, minerales, and equilibria. New York, Harper and Row, 1965.
209. *Gasser U.*, Zur Struktur und Geochemie der stratiformen Sulfidlagerstätte Meggen (Mittledevon, Rheinisches Schiefergebirge). Geol. Rundschau, **63**, Stuttgart, 52—73, 1974.
210. Geologische Karte der DDR 1: 200 000. Praha und Berlin, 1959—1969.
211. *Gillitzer G.*, Die Geologie der Erzanreicherungen im mitteldeutschen Kupferschiefer. Hall. Jb., **15**, Halle, 1—19, 1936.
212. *Glander H., Gohlke W., Schirrmeister W.*, Hydrochemische Rayonierung und Erfassung der Gesamtmineralisation der gegenwärtig genutzten Grundwässer in der DDR. Z. angew. Geol., **21**, Berlin, 153—160, 1975.
213. *Glässer H., Christenfeld E.*, Zum erreichten Stand bei der Ausarbeitung von Frundwasservorratsprognosen. Z. angew. Geol., **19**, Berlin, 230—236, 1973.
214. *Glugla G.*, Zur Ermittlung der Grundwasserneubildung unter Berücksichtigung der Beziehungen zwischen Wärme- und Wasserhaushalt. Wasserwirt.-Wassertechn., **20**, Berlin, 12, 397—403, 1970.
215. *Glugla G., Tiemer K.*, Ein verbessertes Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung. Wasserwirt.-Wassertechn., **21**, Berlin, 10, 349—353, 1971.
216. *Gotte W.*, Aufgaben der Geowissenschaften zur Erhöhung des Auffkommens an festen mineralischen Rohstoffen. Z. angew. Geol., **20**, Berlin, 438—443, 1974.
217. *Grabert H.*, Zum Bau des Brasilianischen Schildes. Geol. Rundschau, **52**, Stuttgart, 292—317, 1962.
218. *Gräbe R.*, Analyse der metallogenetischen Faktoren stratiformer sulfidischer Geosynklinallagerstätten. Z. angew. Geol., **18**, Berlin, 289—300, 1972.
219. *Gressly A.*, Geognostische Bemerkungen über den Jura der nordwestlichen Schweiz, besonders des Kantons Solothurn und der Grenz-Partien der

Kantone Bern, Aargau und Basel. N. Jb. Min. Geogn. Geol. Petrefaktenk., Stuttgart, 1836.
220. *Gressly G.*, Observations géologiques sur le Jura Soleurois. N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturwiss., Bd. 2, 4 u. 5, Neuchâtel, 1838, 1840 u. 1841.
221. *Grumbt E., Lützner H., Ellenberg J., Falk F., Ludwig A.*, Zur Sedimentation und Tektonik im Übergangsbereich zwischen Molassestadium und Tafelentwicklung der Varisziden in Mitteleuropa. Veröffentl. Zentralinst. f. Physik d. Erde, Akad. Wiss., DDR, Potsdam, No. 14, Teil 1, 175—192, 1973.
222. *Guild P. W.*, Metallogeny, a key to exploration. Mining Eng., **23**, New York, **1**, 69—72, 1971.
223. *Guild P. W.*, Metallogeny and the new global tectonics, XXIV. Internat. Geol. Congr., Sect. 4, Montreal, 17—24, 1972.
224. *Guild P. W.*, Massive sulfide deposits as indicators of former plate boundaries (abs.). Econ. Geol., **68**, Lancaster, 137—138, U. S. Geol. Survey Open-file report, 1973.
225. *Gunzert G.*, Über die Bedeutung nachträglicher Erzverschiebungen in der Kupferschieferlagerstätte des Richelsdorfer Gebirges. Notizbl. Hess. Landesamt f. Bodenforsch., **81**, Darmstadt, 258—283, 1953.
226. *Hagendorf U., Milde G., Tetzlaff U.*, Neuere Erfahrungen über die Bearbeitung paläohydrogeologischer Faktorenkomplexe. Z. angew. Geol., **19**, Berlin, 4, 188—197, 1973.
227. *Hagendorf U., Milde G., Tetzlaff U.*, Methodische Grundlagen und praktische Anwendungen von Rekonstruktionsversuchen hydrogeologischer Parameter bei paläohydrogeologischen Untersuchungen. Z. angew. Geol., **19**, Berlin, 307—313, 1973.
228. *Halbouty M. T., u. a.*, World's Giant Oil and Gas Fields. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, 1970.
229. *Hamilton W.*, The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. Geol. Soc. Amer. Bull., **81**, Boulder, 9, 2553—2576, 1970.
230. *Harder H.*, Können Eisensäuerlinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären? Beitr. Min. Petr., Heidelberg, 9, 379—422, 1964.
231. *Herbst G., Magalowski G., Tzschoppe E.*, Prognostische Einschätzung der Braunkohlenführung im Tertiär auf dem Territorium der DDR. Z. angew. Geol., **10**, Berlin, 451—460, 1964.
232. *Hess H. H.*, History of the ocean basins. Geol. Soc. Amer., S.-Bd. Buddington, Petr. Stud., New York, 599—620, 1962.
233. *Heyl A. V.*, Genesis of stratiform zinc-lead-barite-fluorite deposits. Econ. Geol. Monogr., Lancaster, 3, 20—32, 1967.
234. *Heyl A. V.*, Minor Epigenetic, Diagenetic, and Syngenetic Sulfide, Fluorite, and Barite Occurrences in the Central United States. Econ. Geol., **63**, Lancaster, 6, 585—594, 1968.
235. *Heyl A. V.*, The 38th parallel lineament and its relationship to ore deposits. Econ. Geol., **67**, Lancaster, 879—894, 1972.
236. *Hofmann J.*, Petrographische und lithostratigraphische Stellung der Gneise des Ostergebirges. Freib. Forsch. H. C 292, Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 62 S, 1974.
237. *Hohl R.*, Das Erdbild und seine Veränderungen bzw. Paläogeographie und Tektonik — Franz Kossmats geotektonische Vorstellungen und ihre Weiterentwicklung. Geologie, **21**, Berlin, 1031—1063, 1972.
238. *Holloway H. L.*, Über die Ölsande von Alberta. Kanada, Z. angew. Geol., **11**, Berlin, 9, 470—474, 1965.
239. *Hoth K., Lorenz W.*, Die skarnhöffigen Horizonte des westlichen Erzgebirges. Geologie, **15**, Berlin, 7, 769—799, 1966.
240. *Hoth K., Hirschmann G.*, Das Jungpräkambrium im Bereich der Varisziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehungen zu den

paläozoischen Entwicklungsetappen. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, **15**, Berlin, 3, 379—424, 1970.
241. *Hso K. J.*, The Miocene desiccation of the Mediterranean and its climatical and zoogeographical implications. Die Naturwissenschaften, **61**, Berlin—Göttingen—Heidelberg, 137—142, 1974.
242. *Hurley P.*, The confirmation of continental drift. Scient. Amer. New York, 218, 611—622, 1968.
243. *James H. J.*, Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan. Geol. Soc. Amer. Bull., **66**, Boulder, 1455—1488, 1955.
244. *Janečka J., Štemprok M.*, Endogenous tin mineralization in the Bohemian Massif. Rep. Int. Tin Council, London, 3—19, 1967.
245. *Jankovič S.*, Metallogenetische Epochen und Bergbaubereiche Jugoslaviens. Beograd, Jugosl. Knijga-Verlag, 290 S, 1968.
246. *Jubitz K.-B.*, Feinstratigraphische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk Mitteldeutschlands. Geologie, **8**, Berlin, 3, 334—339, 1959.
247. *Jubitz K.-B.*, Beziehungen zwischen Stoffbestand und Bauformen im Tafeldeckgebirge. Geologie, **18**, Berlin, 8, 911—945, 1969.
248. *Jubitz K.-B.*, Zu einigen allgemeinen Aspekten geotektonischer Forschung. Veröffentl. Zentralinst. f. Physik der Erde, Akad. Wiss. DDR, Potsdam, No. 14, Teil 1, 17—22, 1973.
249. *Jubitz K.-B.*, Paläotektonik im nördlichen Vorland des Alpen-Orogens (Gebiet DDR). In: Arbeiten zum Internat. Geodynamikprojekt in der DDR, Geodät. Geophys. Veröffentl., Reihe III, Potsdam, 1975.
250. *Jubitz K.-B., Teschke H. J.*, Schwerpunkte, Wirkungsgrad und Entwicklungstendenzen strukturgeologischer Forschung der UdSSR. In: Oktoberrevolution und Wissenschaft, Berlin: Akademie Verlag, 415—437, 1967.
251. *Jung W.*, Zum subsalinaren Schollenbau im südöstlichen Harzvorland. Mit einigen Gedanken zur Äquidistanz von Schwächezonen. Geologie, **14**, Berlin, 3, 254—271, 1965.
252. *Kahma A.*, The main metallogenic features of Finland, Geol. Survey of Finland. Bull. 265, Geolog. Tukt., Otaniemi, 1973.
253. *Karamata S.*, Beziehungen zwischen den metallogenetischen, petrographischen und geochemischen Provinzen der Balkanhalbinsel und Kleinasiens. In: Metallogenetische und Geochemische Provinzen, Symp. Leoben, Nov. 1972. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., Bd. 1, Wien, 106—119, 1974.
254. *Kaširtseva M. M., Sidelnikova V. O.*, Selenium, uranium, molybdenium in exogenous roll-type orebodies. Abst. Int. Geochem. Congr., Moscov, 890—901, 1971.
255. *Katzung G.*, Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. Geologie, **21**, Berlin, 4/5, 570—584, 1972.
256. *Kautzsch E.*, Untersuchungsergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschiefer. Arch. Lagerstättenforsch., 74, Berlin, 1942.
257. *Kautzsch E.*, Zu Fragen der Beeinflussung gegensätzlicher Milieuverhältnisse bei den primären Bildungsverhältnissen sedimentärer Lagerstätten. Z. angew. Geol., **13**, Berlin, 481—484, 1967.
258. *Kennedy G. C., Nordlie B. E.*, The genesis of diamond deposits. Econ. Geol., Lancaster, 5, 495—503, 1968.
259. *Kittl E.*, Lagerstättenbildung und Mobilisierung in Geosynklinalen. Abh. Dt. Akad. Wiss., Berlin, Festschrift zum 70. Geburtstag von E. Kraus, Kl. III, Berlin, 1, 321—328, 1960.
260. *Kossmat F.*, Gliederung des variszischen Gebirgsbaues, Abh. Sächs. Geol. Landesamt, H. 1, Leipzig, 1927.
261. *Kraume E., u. a.*, Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. Beih. Geol. Jr., H. 18, Hannover, 394 S, 1955.
262. *Krauskopf K. B.*, Separation of manganese from iron in sedimentary processes. Geochim. Cosmochim. Acta, **12**, London, 61—84, 1957.

263. *Краускопф К.*, Осадочные месторождения редких металлов. В кн.: Проблемы рудных месторождений, ИЛ, М., 1958.
264. *Krauskopf K. B.*, Muttergesteine für metallführende Flüssigkeiten. In: "Geochem. d. hydrothermalen Erzlagerstätten". Verlag H. L. Barnes, 1—33, 1967.
265. *Krenkel E.*, Geologie und Bodenschätze Afrikas. 2. Aufl. Leipzig: Geest and Portig, 1957.
266. *Krejci-Graf K.*, Bitumenisierung und Erdölentstehung. Freib. Forsch. H. C 123, Berlin: Akademie Verlag, 5—34, 1962.
267. *Krejci-Graf K.*, Origin of oil. Geophysical Prospecting XI, 3, 1—32, 1963.
268. *Krupennikov V. A.*, Die Gesetzmäßigkeiten der Verteilung von Uranerzlagerstätten in kohlig-kieseligen Schiefern und Kalksteinen. Z. angew. Geol., **16**, Berlin, 6, 290—294, 1970.
269. *Kun N. de*, The mineralogenetic provinces of Africa. Econ. Geol., **58**, Lancaster, 5, 774—790, 1963.
270. *Kun N. de*, The mineral resources of Africa. Amsterdam—London—New York, Elsev. Publ. Comp., 740 S, 1965.
271. *Lächelt S.*, Entwicklungsbericht zum Standardisierungsthema „Benennung geologisch-tektonischer und metallogenetischer Einheiten", Teilthema: Metallogenetische Einheiten. Unveröffentl. Bericht des ZGI, Berlin, 1970.
272. *Lächelt S.*, Metallogenetische Einheiten (Bezeichnung). DDR-Fachbereichsstandard, TGL 23948, Berlin, 1971.
273. *Lächelt S.*, Zum blocktektonischen Bau Mittel- und Westeuropas und dem Zusammenhang mit der Metallogenie unter besonderer Berücksichtigung einer tektonisch-strukturellen Klassifizierung. Unveröffentl. Diss., Karl-Marx-Univ. Leipzig, Sekt. Physik, FB Geophysik, 1975.
274. *Laffitte P.*, Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gites métallifères. Masson and Cie, Paris, 1957.
275. *Laffitte P., Permingeat F.*, Entwurf einer metallogenetischen Karte von Frankreich im Maßstab 1 : 2 500 000. Bull. Soc. Geol. France, 7, III, Paris, 581—586, 1961.
276. *Laffitte P., Permingeat F., Routhier R.*, Cartographie metallogenique, metallotecte et géochemie regionale. Bull. Soc. franc. Min. Crist., **88**, 3—6, 1965.
277. *Lange H., Tischendorf G., Pälchen W., Klemm I., Ossenkopf W.*, Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges. Geologie, **21**, Berlin, 4/5, 457—489, 1972.
278. *Launay L. de*, Contribution a l'étude des gîtes métallifères. Paris, 1897.
279. *Launay L. de*, La géologie et le richesses minérales de l'Asie.
280. *Launay L. de*, Traité de Metallogénie, 3 volumes, Paris, 1913.
281. *Lauterbach R.*, Rhenotype Strukturen im Bilde geologisch-geophysikalischer Untersuchungsergebnisse Mitteleuropas. Ber. Geol. Ges. DDR, 7, Berlin, 325—336, 1962.
282. *Lauterbach R.*, Der Mensch und die Erhaltung seines Lebensraumes Erde — Zu einigen allgemeinen und speziellen Fragen der geowissenschaftlichen Umweltforschung am Beispiel geophysikalischer Arbeiten. Z. Geol. Wiss., **1**, Berlin, 1, 9—21, 1973.
283. *Laznicka P., Wilson H. D. B.*, The Significance of a Copper-Lead line in metallogeny.— XXIV. Internat. Geol. Congr., Sect. 4, Montréal, 25—36, 1972.
284. *Lindgren W.*, Mineral Deposits. 1—4. Edit. New York, 1913, 1919, 1933.
285. *Lorenz W., Hoth K.*, Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgish-Erzgebirgischen Antiklinalzone. Geologie, Beih. 44, Berlin, 1964.
286. *Lotsch D.*, Tertiär (Paläogen und Neogen). In: Grundriß der Geologie der DDR, Bd. 1, Berlin: Akademie Verlag, 1968.

287. *Lotze F.*, Steinsalz und Kalisalze, Teil 1. Berlin-Nikolassee: Gebr. Borntraeger, 1957.
288. *Löffler J.*, Zur Problematik der Hartsalzentstehung. Ber. Geol. Ges. DDR, **6**, Berlin, 2/3, 228—245, 1961.
289. *Lötzsch F.*, Zur metallogenetischen Analyse des Südens der DDR. Z. angew. Geol., **14**, Berlin, 338—355, 1968.
290. *Lutzens H., Burchardt J.*, Metallogenetische Untersuchungen an mitteldevonischen oxidischen Eisenerzen des Elbingeröder Komplexes (Harz.). Z. angew. Geol., **18**, Berlin, 481—491, 1972.
291. *Lützner H., Rentzsch J.*, Sedimentation und Metallogenie in einem intermontanen Becken der variszischen Molasse. Z. Geol. Wiss., **3**, Berlin, 1473—1490, 1975.
292. *Manskaya S. M., Drozdova T. V.*, Geochemistry of Organic Substances. *Int. Ser. Monogr. Earth Sciences*, **28**, *Pergamon Press, Oxford u. a.*, 1968.
293. *Maresch O.*, Anwendung der Differential-Thermoanalyse auf Spuren organischer Substanzen. Erdöl-Z., **75**, Wien, 3, 67—71, 1958.
294. *Meinhold R.*, Geologische und geochemische Voraussetzungen für die Bildung großer Erdölakkumulationen. Vorträge d. wiss. Tagung f. Erdölbergbau, Bd. II, Budapest, 342—373, 1962.
295. *Meinhold R.*, Über den Zusammenhang geothermischer hydrodynamischer und geochemischer Anomalien und deren Bedeutung für die Klärung der Entstehung von Erdöllagerstätten. Z. angew. Geol., **14**, Berlin, 5, 233—240, 1968a.
296. *Meinhold R.*, Erdölgeologie. Lehrbriefe f. d. Fernstudium, H. 12, Freiberg, 1968b.
297. *Meinhold R.*, Erkundung von Erdöl- und Erdgaslagerstätten. Lehrbriefe f. d. Fernstudium, H. 1, 2/3 und 4, Freiberg, 1970/1972.
298. *Meinhold R.*, Hydrodynamic control of oil and gas accumulation as indicated by geothermal, geochemical and hydrological distribution pattern. Vortrag VIII. Welt-Erdöl-Kongreß, Pan. Disc. 1, Moskva, 1971.
299. *Mero J. L.*, The mineral resources of the sea. Amsterdam: Elsevier, 1965.
300. *Milde G.*, Der Hohlrauminhalt Wasser — Betrachtungen zu seinen Veränderungen, Bewegungen und zu seinem Einfluß auf die Lagerstättenbildung aus hydrogeologischer Sicht. Z. angew. Geol., **15**, Berlin, 625—631, 1969.
301. *Milde G., Hagendorf U., Tetzlaff U.*, Arbeitsmethodische Beiträge zur Paläohydrogeologie. Z. angew. Geol., **15**, Berlin, 368—373, 1969.
302. *Milde G., Milde-Darmer K.*, Zur Entwicklung hydrogenetischer Arbeitsmethoden. Z. angew. Geol., **21**, Berlin, 235—242, 1975.
303. *Milanovskij E. E.*, Continental rift zones: their arrangement and development. Tectonophysics, **15**, Amsterdam, 65—70, 1972.
304. *Moody J. D., Emmerich H. H.*, Giant oil fields of the world. XXIV. Internat. Geol. Congr., Sect. 5, Montréal, 161—167, 1972.
305. *Möbus G.*, Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der DDR. Geologie, **17**, Berlin, 631—646, 1968.
306. *Mucke D.*, Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex des Harzes. Freib. Forsch. H. C 279, Leipzig; VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1973.
307. *Muratov M. V.*, Die frühen Ären in der Geschichte der Erde. Z. angew. Geol., **19**, Berlin, 148—155, 1973.
308. *Müller E. P., u. a.*, Zur Isotopengeochemie des Kohlenstoffs in Erdölen. Vortr. VI. Internat. Geochem. Konf., Krakow, 1970.
309. *Neumann W.*, Zur Stockwerkbau im Bereich der „Mitteldeutschen Kristallinzone" (speziell im Ruhlaer kristallin). Veröffentl. Zentralinst. f. Physik d. Erde, Akad. Wiss. DDR, No. 14, Teil 2, Potsdam, 391—410, 1973.
310. *Neumann W.*, Zur erdgeschichtlichen Entwicklung des sächsischen Granulitgebirges. Z. angew. Geol., **21**, Berlin, 11, 543—547, 1975.

311. *Nicolaysen L. O., Burger A. Y.*, Note on extensive tone of 1000 mill. year old metamorphic and igneous rocks in Southern Africa. Geochronologie Absol., Centre National la Recherche Scientifique, Vol. 11, Paris, 1966.
312. *Nöldeke W.*, Überblick über die Eisenerzführung in Jura und Kreide des Nordteils der DDR. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, **12**, Berlin, 3/4, 315—327, 1967.
313. *Nöldeke W., Starickij G., u. a.*, Zur Methodik der Formationsanalyse als Grundlage für die metallogenetischen Untersuchungen des sedimentären Deckgebirges der Osteuropäischen Tafel. Unveröffentl. Bericht, ZGI-VSEGEI, Berlin—Leningrad, 1974.
314. *Ochsenius C.*, Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze, unter spezieller Berücksichtigung der Flöze von Douglashall in der Egelnschen Mulde. Halle: Verlag C. Pfeffer, 172 S. 1877.
315. *Obručev A. V.*, Die metallogenetischen Epochen und Gebiete Sibiriens. Abh. zur prakt. Geol. und Bergwirtschaftslehre, Bd. 6, Halle: Verlag Wilhelm Knapp, 1926.
316. *Oelsner O.*, Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. Freib. Forsch. H. C 4, Freiberg, 1952.
317. *Olszak G.*, Zu einigen Beziehungen zwischen Magmatismus-Tektonik und geologisch-geophysikalischer Tiefenstruktur. In: Tektonik und Magma, Teil 1, Freib. Forsch. H. C 215, Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 107—116, 1967.
318. *Olszak G.*, Natürliche Umwelt — Kraftfeld natürlicher und durch menschliches Wirken geleiteter Prozesse. Z. Geol. Wiss., **2**, Berlin, 873—879, 1974.
319. *Paech W.*, Zur Analyse des Begriffs der geologischen Formation. Z. angew. Geol., **17**, Berlin, 5, 195—201, 1971.
320. *Paech H.-J.*, Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Orogen Mitteleuropas. Veröffentl. Zentralinst. f. Physik d. Erde, Akad. Wiss. DDR, No. 14, Teil 2, Potsdam, 353—372, 1973.
321. *Perelman A. I.*, Geochemie epigenetischer Prozesse. Berlin: Akademie Verlag, 397 S., 1972.
322. *Petrascheck W. E.*, Typical features of metallogenic provinces. Econ. Geol., **60**, Lancaster, 8, 1620—1634, 1965.
323. *Petrascheck W. E.*, Kontinentalverschiebung und Erzprovinzen. Mineral. Deposita, **3**, Berlin, 56—65, 1968.
324. *Petrascheck W. E.*, Kontinentalverschiebung: Zerteilung und Neuschaffung von Erzprovinzen. Umschau, Frankfurt, 21, 677—680, 1972.
325. *Petrascheck W. E.*, Die Herkunft der Erzmetalle. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., Bd. 1, Wien, 174—183, 1974.
326. *Philippi G. T.*, On the depth, time and mechanism of petroleum generation. Geochim. Cosmochim. Acta, **29**, London, 9, 1965.
327. *Pouba Z.*, Relations between iron and copper-lead-zinc mineralizations in submarine volcanic ore deposits in the Jeseniky Mts., Czechoslovakia.— Soc. Mining Geol. Japan, Special Issue, **3**, Tokyo, 186—192, 1971 (Proc. IMA-IAGOD Meetings' 70 IAGOD Vol.).
328. *Ramovič M.*, Principles of Metallogeny. Edit. Geograph. Inst. Nat. Sc. Fac., Sarajevo, 271 S., 1968.
329. *Rankama K., Sahama Th. G.*, Geochemistry. Chicago: University of Chicago Press, 912 S., 1950.
330. *Rasemann W.*, Methoden der quantitativen mathematischen Höffigkeitsprognose. Z. angew. Geol., **18**, Berlin, 160—166, 1972.
331. *Ravic M. G., Kamenev E. N.*, Das kristalline Fundament der Antarktischen Plattform. Z. angew. Geol., **20**, Berlin, 43—45, 1974.
332. *Rentzsch J.*, Zur Entstehung der Blei-Zink-Kupfer-Lagerstätten in trias-

sischen Karbonatgesteinen des Nordwestbalkans. Freib. Forsch. H. C 166. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1963.
333. *Rentzsch J.*, The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian Copperbelt. Centen. Soc. Géol. Belg., Gisem. stratif. et prov. cuprif., Liége, 395—418, 1974.
334. *Rentzsch J., Knitzschke G.*, Die Erzmineralparagenesen des Kupferschiefers und ihre regionale Verbreitung. Freib. Forsch. H. C 231. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 189—211, 1968.
335. *Rentzsch J., Tischendorf G., Ungethüm H., Pilot J.*, Zur Geochemie des Kupferschiefers (russ.). I. Internat. Geochem. Congr. 1971, IV, 2, Moskva, 172—184, 1973.
336. *Rentzsch J., Schirmer B., Röllig G., Tischendorf G.*, Zur Metallherkunft der Buntmetallvererzung an der Zechsteinbasis (Typ Kupferschiefer). Sbornik, Warszawa, 1976.
337. *Richter-Bernburg G.*, Geologische Gesetzmäßigkeiten im Metallgehalt des Kupferschiefers. Arch. Lagerstättenforsch., 73, Berlin, 1941.
338. *Richter-Bernburg G.*, Über salinare Sedimentation. Z. Deutsch. Geol. Ges., Hannover, 105, 593—645, 1955.
339. *Ronov A. B.*, Allgemiene Entwicklungstendenzen in der Zusammensetzung der äußeren Erdhülle. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, **16**, Berlin, 3/5, 331—350, 1971.
340. *Röllig G., Tischendorf G.*, Vulkanismus und Metallogenie. Bericht über internat. Symposium, Bukarest, 1973. Z. angew. Geol., **20**, Berlin, 168—171, 232—237, 1974.
341. *Röllig G., Schirmer B., Lächelt S., Tischendorf G.*, Evolution and Metallogenetic Evaluation of the Subsequent Variscan Volcanics in the Southern Part of the GDR. Bull. volcanologique, **38**, Napoli, 1975.
342. *Rösler H. J.*, Zur Entstehung der oberdevonischen Eisenerze vom Typ Lahn-Dill in Ostthüringen. Freib. Forsch. H. C 138, Berlin: Akademie Verlag, 1962.
343. *Rösler H. J.*, Genetische Probleme der Erze des sog. erweiterten Lahn-Dill-Typus. Ber. Geol. Ges. DDR, **9**, Berlin, 439—453, 1964.
344. *Rösler H. J.*, Geochemische Grundlagen und Aspekte der Umweltforschung. Z. Geol. Wiss., **2**, Berlin, 8, 927—938, 1974.
345. *Rösler H. J., Baumann L., Lange H., Fandrich K., Scheffler H.*, Geosynklinalmagmatismus und submarin-hydrothermale Lagerstätten. XXIII. Internat. Geol. Congr., Sect. 7, Praha. 185—196, 1968.
346. *Rösler H. J., Wolf M.*, Der Paragenesenbegriff — Diskussion um seine Definition in der Gegenwart. Freib. Forsch. H. C 266 (Top. Rep. of IAGOD, Vol. I). Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 9—17, 1969.
347. *Routhier P.*, Les gisements métallifères. 2 Vol., Paris, 1963.
348. *Routhier P.*, Über drei Grundprinzipien der Metallogenie und der Lagerstättenforchung. Mineral. Deposita, **4**, Berlin, 12, 213—218, 1969.
349. *Routhier P.*, Quelques grands concept de la métallogénie: familiarité, héritage etc., illustrés par des exemples. Acad. roy. Sciences O. M., Bull. Sc., Bruxelles, 3, 573—706, 1971.
350. *Rub M. G.*, Die Besonderheiten der stofflichen Zusammensetzung und Genesis zinnführender magmatischer Komplexe und der Charakter ihrer Vererzung. Z. angew. Geol., **14**, Berlin, 193—204, 1968.
351. *Rundkvist D. V.*, Das Zeitproblem in der Untersuchung der Genesis von Greisenlagerstätten. Z. angew. Geol., **14**, Berlin, 113—119, 1968.
352. *Rundkvist D. V.*, On Twinned Arches of Zones with Rare-Metal Mineralization. Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 3, 82—85, Tokyo, 1971 (Proc. IMA-IAGOD Meetings' 70, IAGOD Vol.).
353. *Sandberger F.*, Über die Bildung von Erzgängen mittels Auslaugung des Nebengesteins. Z. Deutsch. Geol. Ges., **32**, Stuttgart, 350—370, 1880.

354. *Satalov E. T.*, Vorschläge zur Bezeichnung und Definition erzführender Flächen. Z. angew. Geol., **16**, Berlin, 7/8, 339—343, 1970.
355. *Satskij N. S., Bogdanov A. A.*, Grundzüge des tektonischen Baues der Sowjetunion. Erl. z. Tekt. Karte d. UdSSR und der angrenzenden Länder, 1 : 5 Mill., Berlin: Akademie Verlag, 1958.
356. *Sattran V., Cadek J.*, Zur räumlichen Verbreitung varisizischer, saxonischer und noch jüngerer Mineralisationen im Böhmischen Massiv. Freib. Forsch. H. C 209, Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 65—71, 1967.
357. *Scheffler H.*, Geosynklinalmagmatismus und Sulfidvererzung am Beispiel der Pyritlagerstätte „Einheit" bei Elbingerode im Harz.— Unveröff. Diss., Bergakademie Freiberg, Math.-Nat. Fakultät, Sekt. Geowissenschaften, 1975.
358. *Schmidt K.*, Erdgeschichte. Berlin—New York: W. de Gruyter Verlag, 246 S., 1972.
359. *Schmidt K., Lächelt S.*, Zu Aufgaben und Problemen der Forschungsarbeiten auf feste mineralische Rohstoffe. Z. angew. Geol., **20**, Berlin, 444—448, 1974.
360. *Schneiderhöhn H.*, Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. Jb. Min., Beil. 47, Stuttgart, 1—38, 1921.
361. *Schneiderhöhn H.*, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena: Gustav Fischer Verlag, 1941.
362. *Schroeder E.*, Zur tektonischen Zonen- und Stockwerksgliederung des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges.— Geologie, **15**, Berlin, 873—890, 1966.
363. *Schroeder E.*, Das Bewegungsbild der ozeanischen Kruste und Aspekte globaler Tektonik.— Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A, **16**, Berlin, 413—434, 1971.
364. *Schuiling R. D.*, Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean. Econ. Geol., **62**, Lancaster, 540—550, 1967.
365. *Schwab G., Jubitz K.-B., Meier R.*, Zu einigen Aspekten der stofflichen und strukturellen Entwicklung im Tafeldeckgebirge des nördlichen Mitteleuropas, speziell zu Fragen der Postumität. Veröffentl. d. Zentalinst. Physik d. Erde, Akad. Wiss. DDR, No. 14, Teil 1, Potsdam, 85—111, 1973.
366. *Schwab G., Teschke H.-J., Wendland F., Jubitz K.-B.*, Methodische Beiträge zur paläotektonischen Analyse im Tafel — deckgebirge der Norddeutsch-Polnischen Senke. Z. Geol. Wiss., **2**, Berlin, 10, 1125—1141, 1974.
367. *Schwartz W.*, Über die Rolle von Mikroorganismen bei der Entstehung und Zerstörung von Lagerstätten. Mineral. Deposita, **7**, Berlin, 25—30, 1972.
368. *Sillitoe R. H.*, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Econ. Geol., **67**, Lancaster, 184—197, 1972, 1972a.
369. *Sillitoe R. H.*, Formation of certain massive sulphide deposits at sites of sea floor spreading. Inst. Mining and Metall. Trans. B., **81**, London, 141—148, 1972, 1972b.
370. *Silverman S. R.*, Carbon isotope geochemistry of petroleum. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., **48**, Tulsa, 4, 547, 1964.
371. *Silverman M. P., Ehrlich H. L.*, Microbiol. Formation and Degretation of Minerals. In: Advances in Appl. Microbiology, 6, 153—206, 1964.
372. *Smirnov V. I.*, Die regionale Metallogenie als strategische Grundlage für das Aufsuchen von Erzlagerstätten. Z. angew. Geol., **13**, Berlin, 506—511, 1967.
373. *Smirnov V. I.*, Über die Quellen der Substanz endogener Erzlagerstätten. Z. angew. Geol., **15**, Berlin, 503—511, 1969.
374. *Smirnov V. I., Kasanski V. I.*, Ore-bearing tectonic structures of geosynclines and activized platforms in the territory of the USSR. Z. Deutsch. Geol. Ges., **124**, Hannover, 1—17, 1973.
375. *Sollogub V. B.*, Einige Probleme des Verhältnisses oberflächennaher Struk-

turen zum Tiefenbau der Erdkruste im SW der UdSSR. Z. angew. Geol., **16**, Berlin, 2, 97—104, 1970.
376. *Sonenschejn L. P.*, Probleme der globalen Tektonik. Z. angew. Geol., **19**, Berlin, 4, 175—182, 1973.
377. *Stammberger F.*, Internationale Abstimmung über die prognostischen Vorräte. Z. angew. Geol., **9**, Berlin, 157—158, 1963.
378. *Stammberger F.*, Grundprobleme der ökonomischen Geologie. Berlin: Akademie Verlag, 1966.
379. *Stanton R. L.*, Ore Petrology. McGraw-Hill, Inc., New York, 1972.
380. *Stemprok M.*, Genetische Probleme der Zink-Wolfram-Vererzung im Erzgebirge. Mineral. Deposita, Berlin, 2, 102—118, 1967.
381. *Stemprok M.*, Petrochemical Features of Tin-Bearing Granites in the Krušne Hory Mts. Czechoslovakia. Soc. Mining Geol. Jap., Spes. Issue, **2**, Tokyo, 112—118, 1971.
382. *Stille H.*, Ur- und Neuozeane.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., **6**, Berlin, 1948.
383. *Stille H.*, Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Geol. Jb., Beih. 2, Hannover, 138 S., 1951.
384. *Stille H.*, Die zirkumpazifische Serotektonik als derzeitiger Schlußpunkt im Entwicklungsgange des Zirkumpazifikums. E.-Kraus-Festschr., Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergb., Hüttenw., Montangeol., No. 1, Berlin, 121—146, 1960.
385. *Stoll W. C.*, Metallogenitic provinces of South America. Min. Magaz., London, 112, No. 2, 1965.
386. *Stolle E.*, Salzlagerstätten und geologische Erkundung. In GIMM, W.: Kali- und Steinsalzbergbau, Bd. 1, Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 54—135, 1968.
387. *Suckov R.*, Mikrobiologische Untersuchungen zur Frage der Genese des Mansfelder Kupferschiefers. Unveröff. Bericht, Inst. f. Mikrobiologie, Greifswald, 1963.
388. *Tarling D. H.*, Metallic Ore Deposits and Continental Drift. Nature, London, vol. 243, 193—196, 1973.
389. *Taupitz K. C.*, Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. Chemie d. Erde, **17**, Jena, H. 2, 104—164, 1954/55.
390. *Tauson L. V., Kozlov V. D., Kusmin M. I.*, Geochemical criteria of potential ore bearing in granites. XXIII. Internat. Geol. Congr., Sect. 6, Praha, 123—129, 1968.
391. *Teichmüller M., Teichmüller R.*, Inkohlungsuntersuchungen im Dienste der angewandten Geologie. Freib. Forsch. H. C 210. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 158—195, 1966.
392. *Teschke H.-J.*, Zu einigen Fragen der Entwicklung des Südwestrandes der Osteuropäischen Tafel. Veröffentl. Zentralinst. f. Physik d. Erde, Akad. Wiss. DDR, No. 14, Teil 3, Potsdam, 623—640, 1973.
393. *Teschke H.-J.*, Entwicklung und tektonischer Bau des südwestlichen Randbereiches der Osteuropäischen Tafel. Schriftenreihe f. Geol. Wiss., **4**, Berlin, 1—151, 1975.
394. *Tetzlaff U., Milde G., Hagendorf U.*, Erfahrungen bei der Anwendung der He-Ar-Methode zur Bestimmung des physikalischen Grundwasseralters und zur Klärung praktischer hydrogeologischer Probleme. Z. angew. Geol., **19**, Berlin, 142—147, 1973.
395. *Tischendorf G.*, Zur Zinnprognose im Erzgebirge mit Bemerkungen zu allgemeinen Metallogenie- und Prognoseproblemen. Z. angew. Geol., **12**, Berlin, 338—344, 402—409, 1966.
396. *Tischendorf G.*, Das System der metallogenetischen Faktoren und Indikatoren bei der Prognose und Suche endogener Zinnlagerstätten. Z. angew. Geol., **14**, Berlin, 393—405, 1968.

397. *Tischendorf G.*, Grundsätze und Methodik der Lagerstättenprognose. Berl. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A, **14**, Berlin, 65—79, 1969.
398. *Tischendorf G.*, Zur geochemischen Spezialisierung der Granite des Westerzgebirgischen Teilplutons. Geologie, **19**, Berlin, 25—40, 1970.
399. *Tischendorf G.*, Zu Problemen der Metallogenie in der DDR — III. Das System metallogenetischer Faktoren und Indikatoren als Grundlage für die Prognose endogen-epigenetischer Zinnlagerstätten im Erzgebirge und der Versuch der Ableitung eines allgemeinen metallogenetischen Wirkprinzips. Z. angew. Geol., **17**, Berlin, 81—88, 1971.
400. *Tischendorf G., Lächelt S., Haake R.*, Zur Problematik der Verteilung von Zinnmineralisationen in Raum und Zeit. Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A, **16**, Berlin, 379—394, 1971.
401. *Tischendorf G., Lächelt S., Rentzsch J.*, Zu Problemen der Metallogenie in der DDR.— I. Die metallogenetische Rayonierung des Territoriums der DDR. Z. angew. Geol., **15**, Berlin, 9, 455—470, 1969; II. Einige Bemerkungen zur Methodik und zu den nächsten Aufgaben. Z. angew. Geol., **16**, Berlin, 5, 242—248, 1970.
402. *Tischendorf G., Pälchen W., Lange H.*, Zur geochemischen Charakterisierung granitoider Gesteine. Geologie, **21**, Berlin, 554—569, 1972.
403. *Tischendorf G., Pälchen W., Ungethüm H.*, Zum System der Faktoren und Indikatoren bei der Prognose und Suche von Quecksilberlagerstätten. Z. angew. Geol., **19**, Berlin, 385—397, 1973.
404. *Tischendorf G., Schust F., Lange H.*, On the Relation between granites and Tin deposits in the Erzgebirge.— IGCP-Symposium MAWAM, Karlovy Vary, 1974, Vol. 3, Praha, 1976.
405. *Tischendorf G., Ungethüm H.*, Über die Bedeutung des Reduktions-Oxydationspotentials (Eh) und der Wasserstoffionenkonzentration (pH) für Geochemie und Lagerstättenkunde. Geologie, **13**, Berlin, 125—158, 1964.
406. *Tischendorf G., Ungethüm H.*, Zur Anwendung von Eh-pH-Beziehungen in der geologischen Praxis. Z. angew. Geol., **11**, Berlin, 57—67, 1965.
407. *Trask P. A., Patnode H. B.*, Source beds of Petroleum. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., Tulsa, 1942.
408. *Turekian K. K.*, The oceans, streams and atmosphere.— In: Handbook of Geochemistry, I, Berlin—Heidelberg—New York: Springer Verlag, 297—323, 1969.
409. *Turneaure F. S.*, The Bolivian Tin-Silver-Province. Econ. Geol., 66, Lancaster, 2, 215—225, 1971.
410. *Tvalčrelidse G. A.*, Über die wichtigsten metallogenetischen Epochen der Erde. Z. angew. Geol., **17**, Berlin, 292—299, 1971.
411. *Tweto O.*, Scheelite in the Precambrian Gneisses of Colorado. Econ. Geol., **55**, Lancaster, 1406—1428, 1960.
412. *Udincev G. B.*, Mittelozeanische Rücken und die globale Tektonik der Erde. Umschau, Frankfurt, 6, 185—190, 1971.
413. *Uspenskaja N. J.*, Die periodische Vertikale Verteilung von Erdöl- und Erdgaslagerstätten in Tafelgebieten und ihr Zusammenhang mit der rhythmischen Sedimentation. Z. angew. Geol., **15**, Berlin, 222—228, 1969.
414. *Valjaško M. G.*, Die wichtigsten geochemischen Parameter für die Bildung der Kalisalzlagerstätten. Freib. Forsch. H. A 123, Berlin: Akademie Verlag, 197—235, 1959.
415. *Valjaško M. G.*, Geochemische Gesetzmäßigkeiten der Entstehung der Kalisalzlargestätten. Unveröff. Manuskript, Herausg. Th f. Chemie, Leuna—Merseburg, 1964 [Имеется перевод: *Валяшко М. Г.*, Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей.— Изд. МГУ, 1962].
416. *Van't Hoff J. H.*, Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. Teil 1, 1905; Teil II, Braunschweig, 1909.

417. *Vassojevič N. B., u. a.*, Hauptphase der Erdölbildung. Z. angew. Geol., **15**, Berlin, 611—621, 1969.
418. *Veizer J.*, Sedimentation in Geologic History: Recycling vs. Evolution or Recycling with Evolution. Contr. Mineral. and Petrol., **38**, Berlin—Heidelberg—New York, 261—278, 1973.
419. *Wagenbreth O.*, Naturwissenschaftliches Grundwissen für Ingenieure des Bauwesens, Bd. 3: Technische Gesteinskunde. Berlin: VEB Verlag für Bauwesen, 1970.
420. *Weaver C. E.*, Possible uses of clay minerals in search for oil. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., **44**, Tulsa, 9. 1505—1518, 1960.
421. *Weber W.*, Beiträge zur Entwicklung tiefer Bruchstrukturen in Mitteleuropa unter besonderer Berücksichtigung Thüringens und deren Bedeutung für die saxonische Mineralisation. Unveröff. Diss., Bergakademie Freiberg, Math.-Nat. Fakultät, Sekt. Geowissenschaften, 1975.
422. *Wedepohl K. H.*, „Kupferschiefer" as a prototype of syngenetic sedimentary ore deposits. Soc. Min. Geol. Japan, Tokyo, 3, 268—273, 1971.
423. *Wedepohl K. H.* (Executive Editor), *u. a.*, Handbook of Geochemistry. Vol. I. Berlin—Heidelberg—New York: Springer Verlag, 442 S., 1969.
424. *Weinhold G.*, Zur prävaristischen Vererzung im Erzgebirgskristallin aus der Sicht seiner lithofaziellen und geotektonischmagmatischen Entwicklung während der assyntisch-kaledonischen Ära. Unveröff. Diss., Bergakademie Freiberg, Math.-Nat. Fakultät, Sekt. Geowissenschaften, 1974.
425. *Werner A. G.*, Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten. Dresden: Waltherische Hofbuchhandlung, 1787.
426. *Werner A. G.*, Neue Theorie von der Entstehung der Gänge. Freiberg: Gerlachtsche Buchdruckerei, 1791.
427. *Werner C.-D.*, Aufbau und Genese der Nickelhydrosilikatlagerstätten im Granulitgebirge. Ber. Geol. Ges. DDR, **10**, Berlin, 567—590, 1965.
428. *White D.*, Metamorphism of organic sediments and derived oils. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., **19**, Tulsa, 589—617, 1935.
429. *Wienholz R.*, Über den geologischen Bau des Untergrundes im nordostdeutschen Flachland. Jb. Geol., **1**, Berlin, 1—87, 1967.
430. *Wunderlich H. G.*, Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung, Mannheim: Bibliogr. Inst., 1966.
431. *Wunderlich H. G.*, Plattentektonik in kritischer Sicht. Z. Deutsch. Geol. Ges., **124**, Hannover, 309—328, 1973.
432. *Williams A. F.*, The Genesis of the Diamond. 2 Vol. London, 676 S., 1930.
433. *Winkler H. G. F.*, Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin—Heidelberg—New York: Springer Verlag, 218 S., 1965.
434. *Zänker G.*, Über einige sedimentäre und diagenetische Gefügemerkmale in chloridischen Salinarablagerungen. Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A, **15**, Berlin, 495—502, 1970.
435. *Zieschang J.*, Die Grundwasserprognose als Basis einer gerichteten Grundwassererkundung, erläutert am Beispiel Rostock. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, **15**, Berlin, 184—188, 1965.
436. *Zieschang J.*, Zur Bestimmung der niederschlagbedingten Grundwasservorratserneuerung. Z. angew. Geol., **21**, Berlin, 4, 191—193, 1975.
437. *Zul'Fugarly D. I.*, Verbreitung der Spurenelemente in Kaustobiolithen, Organismen, Sedimentgesteinen und Schichtwässern. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie 1964.
438. *Zuze T. P.*, Gesetzmäßigkeiten der Erdölmigration in der Gasphase. In: Geochem. und chem.-phys. Probleme der Erdöl- und Erdgaserkundung und -förderung, Bd. I, 208—219, Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1968.

Оглавление

Предисловие редактора перевода 5

Предисловие авторов к русскому изданию. *Перевод Ю. С. Бородаева* 7

Предисловие. *Перевод Е. Ф. Бурштейна* 9

1. Введение. *Перевод Е. Ф. Бурштейна* 11
2. Общая минерагения. *Перевод Е. Ф. Бурштейна* . . 18
3. Методика минерагенического анализа. *Перевод Е. Ф. Бурштейна* 139
4. Историческая минерагения (минерагенические эпохи). *Перевод Ю. С. Бородаева* 176
5. Региональная минерагения (минерагенические провинции). *Перевод Ю. С. Бородаева* 203
6. Специальная минерагения. *Перевод Ю. С. Бородаева* 251
7. Общие положения прогноза распространения месторождений полезных ископаемых. *Перевод Ю. С. Бородаева* 335

Список основной литературы 352

Список дополнительной литературы 353

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Л. Бауман, Г. Тишендорф

Введение в металлогению—минерагению

Научный редактор В. С. Краснова
Редактор А. В. Швыряева
Художник Ю. С. Урманчеев
Художественный редактор Л. Е. Безрученков
Технический редактор Л. П. Бирюкова
Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 1531

Сдано в набор 13.09.78. Подписано к печати 24.05.79. Формат 60×90$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 2. Гарнитура литер. Печать высокая. Объем 11,75 бум. л. Усл.-печ. л. 23,50. Уч.-изд. л. 26,14. Тираж 1750 экз. *Зак.* 64. *Цена* 4 *р.* 30 *к.*

Издательство «Мир»
129820, Москва, И-110, ГСП
1-й Рижский пер., 2.

Ленинградская типография № 8 ЛПО
«Техническая книга» Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

Кинг Э. **Космическая геология**: Пер. с англ.— 25 л.— 3 р. 30 к.

Первая книга на русском языке, обобщающая обширный материал, связанный с одной стороны, с геологией, а с другой — с космогонией и физикой планет. Рассматриваются процессы формирования поверхности Земли, Луны и планет, их геохимия, вопросы сравнительной планетологии и т. п. Новизна материала, четкость изложения и удачно подобранные иллюстрации делают книгу весьма интересной не только для специалистов в области геологии и космических исследований, но также для широкого круга читателей, интересующихся успехами современной науки в исследовании солнечной системы.

План 1979 г., № 140

Йодер Х. **Образование базальтовой магмы**: Пер. с англ.— 15 л.— 2 р. 10 к.

Крупное научное обобщение экспериментальных и геохимических данных, охватывающее все главные вопросы генерации базальтовых расплавов: источники магмы, глубина выплавления, физико-химические условия дифференциации, энергетические и тектонофизические аспекты, состав главных типов базальтовых магм и т. п.

Высокий научный уровень монографии, критическая оценка различных экспериментальных данных, четкий и непринужденный стиль изложения делают эту книгу чрезвычайно полезной для широкого круга геологов, петрологов, геохимиков, геофизиков, а также преподавателей и студентов соответствующих специальностей.

План 1979 г., № 138

Кинг Ф. **Докембрийская геология США**: Пер. с англ.— 12 л.— 1 р. 80 к.

Краткий сводный очерк по геологии докембрия США. Рассматривается региональное распространение докембрийских пород, их расчленение, корреляция, литологические особенности. Все это представляет ценный материал для сравнительной характеристики этих древнейших образований в различных районах мира. В заключение дан обзор истории геологического развития Северо-Американского материка в докембрии.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

План 1979 г., № 139

4p. 80 k.

2955