

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ
В. Н. КОЗЕРЕНКО
Р. М. КОНСТАНТИНОВ

МАГМАТИЧЕСКИЕ
И РУДНЫЕ
ФОРМАЦИИ

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ
В. Н. КОЗЕРЕНКО
Р. М. КОНСТАНТИНОВ

МАГМАТИЧЕСКИЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

4/883



МОСКВА „НЕДРА“ 1986



Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Константинов Р. М. Магматические и рудные формации.—М.: Недра, 1986.—211 с., ил.

Рассмотрены группы рудоносных магматических формаций (геосинклинальные, орогенные, платформенные и областей тектономагматической активизации), а также понятия о рудных формациях, подформациях и минеральных типах эндогенных рудных месторождений. Приведены характеристики каждой рудоносной магматической формации (ее геологическая позиция, петрографические и петрохимические особенности, характер рудоносности). Охарактеризованы рудные формации, поведение важнейших из них в ходе развития земной коры от архея до кайнозоя, их значение для поисков, прогнозирования, оценки и разведки месторождений.

Для научных работников, занимающихся изучением рудных инерудных полезных ископаемых.

Табл. 12, ил. 30, список лит.—41 назв.

Рецензент: В. И. Смирнов, академик АН СССР (Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова).

Интенсивное развитие поисков рудных месторождений в нашей стране и за рубежом требует разработки теоретических и методических основ поисковых работ. В ряде рудных провинций СССР (Урал, Кавказ, Рудный Алтай, Забайкалье, Тянь-Шань и др.), где поиски руд осуществляются в течение многих десятков и даже сотен лет, все месторождения, обнажающиеся на дневной поверхности, уже открыты и обычные, хорошо известные методы поисков, такие как метод поисковых маршрутов, шлиховой, металлометрический, обломочно-речной и другие, малоэффективны. Главная задача здесь — выявление скрытых месторождений, расположенных на весьма значительных глубинах.

Один из основных методов поисков скрытых месторождений — формационный анализ — заключается в установлении характера связей месторождений определенных рудных формаций с формациями магматических, осадочных и метаморфических пород. В настоящей работе рассмотрена зависимость типа магматических формаций и ассоциирующих с ними рудных месторождений от характера вмещающих их тектонических структур.

Первая часть работы посвящена анализу условий формирования структур земной коры и слагающих их геологических, в том числе магматических формаций на основе представлений о Земле как планетном теле Солнечной системы. Только такой подход, по мнению авторов, позволяет решить либо подойти к решению многих принципиальных вопросов, касающихся возникновения и эволюции главнейших структур Земли. В работе охарактеризованы энергетические условия возникновения и развития тектоно-магматических процессов, особенности магматизма и рудоносности материков и океанов, главнейшие рудоносные магматические формации континентов. Характеристика отражает последовательность развития земной коры и эволюцию типов тектонических структур с соответствующим изменением характера магматических и рудных формаций: сначала описаны формации ранних этапов развития земной коры — археохона и мезохона, а затем позднего и новейшего этапов — неохона и эпинеохона.

Во второй части работы изложены общие принципы и критерии выделения рудных формаций, рассмотрена взаимосвязь рудноформационных и генетических классификаций, рудноформационных и промышленных типов месторождений, обосновано выделение ряда рудных формаций и приведена характеристика основных формационных типов железорудных, медных, свинцово-цинковых, оловорудных и золоторудных месторождений.

Настоящая работа в значительной мере служит продолжением и развитием трудов «Связь эндогенного оруденения с магматизмом и метаморфизмом» (Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, 1965)

и «Эндогенная металлогенеза» (В. Н. Козеренко, 1981). В. Н. Козеренко написаны главы, касающиеся характеристики магматических формаций, а также совместно с Д. И. Горжевским глава, в которой дана общая характеристика магматических и рудных формаций. Д. И. Горжевским написан раздел о рудных формациях; главы, касающиеся общей характеристики рудных формаций, написаны им совместно с Р. М. Константиновым. В процессе работы над рукописью авторы с благодарностью пользовались советами М. Б. Бородаевской и А. И. Кривцова.

В последние годы широко обсуждается проблема связи месторождений полезных ископаемых тех или иных рудных формаций с формациями магматических, осадочных и метаморфических горных пород. Однако огромный фактический материал, собранный многочисленными исследователями, требует, по мнению авторов, единого методического подхода, подчиненного главной задаче — созданию теоретических основ поисков рудных месторождений.

Авторы, как и многие геологи, на основе многолетних исследований пришли к выводу о генетической, парагенетической или телегенетической связи эндогенных рудных месторождений с формациями магматических пород или с определенными метаморфическими комплексами. Расшифровка характера этих связей представляет задачу первостепенной важности.

Учение о геологических формациях объединяет две основные ветви геологических наук — науки о характере движений земной коры, в результате которых возникают структуры, различные на разных этапах ее развития, и науки о составе горных пород, слагающих земную кору.

Дальнейшее развитие этого учения, т. е. структурно-тектонических и петрологических наук, перенесение принципиальных положений учения о формациях в сферу более локальных, но весьма важных образований — рудных формаций — особенно существенно в области геологоразведочных работ. Н. С. Шатский неоднократно подчеркивал, что осадочные и осадочно-вулканогенные геологические формации связаны с определенными тектоническими структурами и особенностями тектонического режима региона, а осадочные полезные ископаемые и руды осадочно-вулканогенного происхождения представляют собой по существу горные породы, входящие в состав определенных формаций. По его мнению, для поисков полезных ископаемых формационный анализ имеет предпочтительное значение.

К аналогичным выводам относительно эндогенных рудных месторождений пришел и С. С. Смирнов. Говоря о металлогенических исследованиях, он указывал, что одной из главных задач должна быть работа, посвященная классификации тектоно-магматических комплексов (магматических формаций) и выяснению их металлогенической характеристики.

Формационный анализ, так же как и фациальный анализ осадочных и вулканогенно-осадочных пород, стал уже специальным направлением геологической науки. Учение о магматических формациях и их взаимоотношениях с эндогенными рудными месторождениями менее разработано. Авторы считают рациональным основывать это учение на определенных эмпирических закономерностях, анализ которых не зависит от генетических (часто субъективных) представлений. С течением времени, как это неоднократно наблюдалось, гене-

тические истолкования изменяются, однако выявленные эмпирические закономерности независимо от их генетической интерпретации представляют собой основной материал для дальнейшей разработки теоретических представлений об условиях образования рудных месторождений, а также о направлении и методах их поисков и разведки.

Сказанное отнюдь не означает, что авторы умаляют значение генетических построений. Выявление генетических особенностей рудноносных и рудных формаций — весьма важная область геологических исследований, а формационный и фациальный методы исследования ассоциаций горных пород, с которыми связаны те или иные полезные ископаемые, чрезвычайно важны при генетических обобщениях.

УЧЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

Учение о формациях — важная отрасль геологических знаний, эффективно используемая при тектоно-металлогеническом анализе крупных территорий, а также при выявлении и прогнозной оценке месторождений полезных ископаемых, связанных с теми или иными ассоциациями осадочных, магматических и метаморфических пород. Термин «геологическая формация» трактуется по-разному. В настоящей работе использованы понятия и термины, предложенные Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым и их многочисленными последователями и учениками.

Основоположник формационного анализа в нашей стране Н. С. Шатский еще на рубеже тридцатых и сороковых годов сформулировал многие принципиальные положения и дал важные определения. В пятидесятые годы учение о геологических формациях развивалось Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, а позднее, в шестидесятые годы, — Н. П. Херасковым. Выдвинутые Н. С. Шатским принципиальные положения были рассмотрены на ряде конкретных примеров. Ему принадлежит описание группы вулканогенно-кремнистых формаций, выделенных в процессе изучения закономерностей размещения марганцевых и фосфоритовых месторождений в осадочных комплексах. Эти примеры и сейчас имеют принципиальное значение, они определяют методические основы, которые использовались при рассмотрении конкретных проблем, по существу металлогенических.

Геологические формации — это естественные комплексы парагенетически связанных во времени и пространстве горных пород и ассоциирующих с ними минеральных месторождений. При изучении формаций связываются воедино процессы, исследуемые как литологиией и петрологией, так и тектоникой.

Геологические формации объединяются в ряды; сходные, а иногда даже аналогичные формации могут быть членами различных формационных рядов. В этом отношении характерны так называемые орогенные формации и, в частности, молассовая, которая типична как для многих внутренних впадин складчатых областей, так и для краевых прогибов — структур, переходных к платформенным, а также для платформенных структур. Наконец, молассы типичны для зон ак-

тивизации земной коры. Не менее показателен пример гранитов, которые развиты как в геосинклинальных областях разного возраста и-типа, так и в зонах активизации земной коры.

Таким образом, отдельная формация может быть составной частью («кирпичиком») различных структурных построек. Однако формационные ряды достаточно индивидуальны, именно они характеризуют развитие основных тектонических структур Земли.

Однаковое наименование пород, относящихся, по существу, к разным формациям, обусловлено прежде всего недостаточностью тех средств и приемов исследования, которыми мы располагаем. Более детальное геологическое и геохимическое изучение пород сходных и аналогичных формаций разных формационных рядов — насущная задача будущих исследований.

В определении формаций часто учитывают принадлежность к определенному этапу развития крупных структурных элементов земной коры. Однако изучение аналогичных структур одинакового и особенно разного возраста в различных участках земной поверхности выявляет значительное разнообразие формаций, характерных для однотипных этапов их развития. Именно формационный анализ должен сделать представления об этапности более углубленными и конкретными.

Н. С. Шатский изучал главным образом осадочные и осадочно-вулканогенные формации. Однако выдвинутые им принципы формационного подхода, несомненно, применимы и при изучении пород магматического генезиса. Формационное изучение метаморфических комплексов осложняется рядом обстоятельств. С одной стороны, должна решаться проблема первичных тектонических условий образования определенных парагенетических комплексов пород. С другой стороны, должна быть проанализирована проблема вторичных метаморфических изменений.

Одна и та же формация может в разных своих частях относиться к различным фациям метаморфизма и быть представлена разными комплексами метаморфических пород. Формационный анализ в этом случае имеет две задачи. Во-первых, он предполагает реставрацию первичного состава и строения пород и выявление неметаморфизованных аналогов соответственных метаморфических комплексов. Во-вторых, для крупных тектонических структур, сложенных метаморфическими комплексами, могут быть выделены конкретные парагенезисы метаморфических пород, которые можно называть «наложенные, вторичные формациями». Н. С. Шатский применял этот термин по отношению к корам выветривания. Таким образом, среди метаморфических пород могут быть выделены формации первичного образования и вторичные, наложенные.

Формации выделяются эмпирически, т. е. на основании многократной, статистически установленной повторяемости определенных парагенезисов пород в аналогичных структурах, что ни в коей мере не исключает последующий генетический анализ. Со временем, по мере расширения и углубления теоретических представлений, понимание генетических условий формирования будет изменяться. Однако сами формации, выделенные на основании объективного анализа

строения главнейших структурных элементов земной коры, всегда останутся важнейшими геологическими объектами, отражающими основные особенности тектонического режима, существовавшего в период их формироования. Выделение формаций так же важно, как и выделение главнейших морфологических типов структур земной коры в разных ее участках и на разных этапах развития.

Определенные комплексы формаций, например формации складчатых зон и поясов, в том числе осадочные, всегда в той или иной степени изменены не только последующими метаморфическими, но и тектоническими процессами. Это — общий и важный признак, отличающий их от формаций платформенных. Особенности тектонического режима находят отражение как в первичных признаках формации, так и в закономерно с ними связанных чертах вторичных изменений. При таком подходе понятие формации в большей мере наполняется тектоническим смыслом. Это полностью отвечает принципам выделения формаций, предложенным Н. С. Шатским, — «формации связаны с определенными тектоническими структурами», «они сменяются в зависимости от изменения тектонического режима».

Первичные особенности формаций (состав и строение слагающих их горных пород) характеризуют способы сочетания различных пород, форму и размеры различных компонентов, слагающих формацию, а также форму и размеры формационного тела в целом. Существенная особенность формации — характер сочетания со смежными формациями. Весьма важно установление общих закономерностей в изменении признаков формаций, т. е. изучение той или иной формации на фоне изучения формационных рядов (как в вертикальном направлении, по относительному возрасту, так и по латерали). Изолированное изучение формаций и их характеристика без учета особенностей формационного ряда, естественным членом которого они являются, приводят к многочисленным ошибкам.

Вторичные особенности формаций должны изучаться лишь в той степени, которая касается их внутреннего строения. При этом необходимо учитывать интенсивность и характер тектонических и метаморфических преобразований и особенности пространственного размещения изменений внутри формации и формационного ряда.

В некоторых формациях закономерно сочетаются породы, резко отличающиеся по генезису (прежде всего, в различных осадочно-вулканогенных формациях). Известны попытки раздельно рассматривать их магматические и осадочные компоненты и давать им раздельные наименования, что методически неверно. При таком подходе закономерный парагенезис вулканических и осадочных пород искусственно разрывается, что нарушает сам принцип выделения формаций. Однако в различных формациях, по мнению Н. С. Шатского, необходимо различать патрические типичные компоненты («свои») и аллофильные («чужие»), характерные для соседней формации.

Особенно важна проблема соотношения различных рудных и нерудных полезных ископаемых и геологических формаций. Еще Н. С. Шатский пришел к совершенно определенному выводу о том, что формационный анализ в решении вопросов распределения минеральных месторождений предпочтительнее других.

Под рудными формациями, в соответствии с определением Р. М. Константина и В. А. Кузнецова и уточнениями М. Б. Бородавской и других геологов, понимается группа месторождений ирудопоявлений, однотипных по элементному и минеральному составу, а также геологической обстановке нахождения. Таким образом, в понятие рудной формации входит характеристика геологической формации, структурных условий рудообразования и минерального состава руд.

Выявление геологических формаций, с которыми пространственно и во времени связано оруденение определенного типа, их тектонической позиции, положения в истории развития, а также установление специализации продуктов рудогенеза с помощью количественных характеристик их элементного и минерального состава — одно из важнейших обоснований прогнозных исследований.

По данным М. Б. Бородавской, Д. И. Горжевского, А. И. Кривцова и других геологов, пространственные и пространственно-временные ассоциации геологических ($\Gamma\Phi$) и рудных формаций ($\mathcal{P}\Phi$) отражаются в следующей группировке $\Gamma\Phi$, во многом близкой к предложенной ранее Д. В. Рундквистом:

1. Рудогенерирующие геологические формации ($\mathcal{R}\Gamma\Phi$), вмещающие близкие по минеральному составу продукты рудогенеза, обладают однотипностью формационных характеристик. Накопление рудного вещества тесно связано с развитием вмещающих геологических формаций, а промышленные скопления руды являются составной частью рудоносной геологической формации.

2. Рудоносные геологические формации ($\mathcal{R}\Phi$) также содержат близкие по составу (однотипные) рудные формации; отличие от рудогенерирующих формаций — неоднозначность природы связей $\Gamma\Phi$ и $\mathcal{P}\Phi$.

3. Рудообразующие геологические формации ($\mathcal{R}\mathcal{O}\Phi$) служат источниками энергии при рудообразовании, реализуемом за счет вещества, содержащегося в иных геологических формациях.

4. Рудовмещающие геологические формации ($\mathcal{R}\mathcal{V}\Phi$) содержат различные продукты рудогенеза, нередко связанного с более поздними (по отношению к вмещающим породам) геологическими процессами. При этом однотипные рудные образования могут быть встречены в различных формациях горных пород.

Для рудогенерирующих геологических формаций на основании детальных исследований многих типов месторождений установлена тесная зависимость состава руд от особенностей состава сопряженных с ними геологических формаций. При этом различаются три типа связей — генетический, парагенетический и телегенетический.

При наличии прямых генетических связей становление оруденения представляет собой одно из звеньев в едином процессе развития рудогенерирующей геологической формации, включающей дорудные, синрудные и послерудные образования. В этом случае породы рудогенерирующей формации нередко являются в то же время и рудовмещающими. Так, среди семейства сульфидных медно-никелевых руд М. Н. Годлевский и А. П. Лихачев выделяют три рудные формации.

Руды никелево-медной формации ($\text{Ni} : \text{Cu} = 1 : 4 \div 1 : 10$) ассоциируют с габбро-троктолит-долеритовой магматической формацией зон магматическойprotoактивизации. Содержание MgO в гомогенезированном расплаве, из которого формировались породы формации, — от 8 до 15 %. В рудах медно-никелевой формации никель преобладает над медью ($\text{Ni} : \text{Cu} = 1 : 1 \div 2 : 1$). Продуктивная магматическая формация — габбро-норит-пироксенит-перидотитовая с содержанием MgO от 15 до 25 %. Наконец, руды собственно никелевой формации ($\text{Ni} : \text{Cu} = 4 : 1$) связаны с пироксенит-перидотит-дунитовой формацией ($\text{MgO} 25\text{--}35\%$), приуроченной к архейским зеленокаменным поясам.

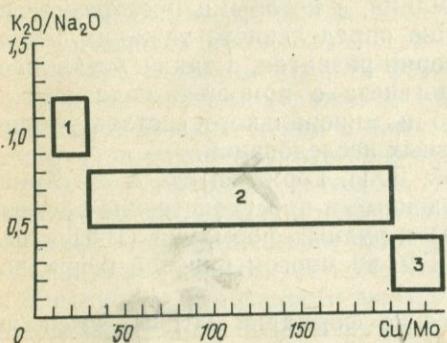


Рис. 1. Зависимость отношения Cu/Mo в месторождениях медно-порфирового семейства от отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в рудоносных интрузивах (по А. И. Кривцову).

Рудные формации: 1 — медно-молибден-порфировая; 2 — молибден-медно-порфировая; 3 — золото-медно-порфировая

андезит-базальтовой и риолит-базальтовой формаций и со штоками и дайками диорит- и плагиогранит-порфиров натриевой серии, развившимися в барьерных зонах палеостроводужных систем. Руды месторождений этого типа содержат халькопирит и практически лишены молибденита ($\text{Cu/Mo} > 250$); в качестве примесей нередко присутствуют золото, платина, палладий, кобальт (рис. 1).

Месторождения молибден-медно-порфировой формации пространственно и во времени связаны со штоками и дайками гранодиорит- и монцонит-порфиров вторичных эвгесинклиналей, возникших на коре промежуточного типа в краевых частях срединных массивов и блоков ранней консолидации. Руды месторождений этой формации молибденово-медные (≈ 50). Повышенные содержания золота в рудах редки, характерные элементы-примеси — селен, теллур и серебро.

Месторождения медно-молибден-порфировой формации ассоциируют со штоками и дайками гранит- и гранодиорит-порфиров в зонах отраженной активизации на платформах, срединных массивах и блоках ранней консолидации. Руды характеризуются соотношениями $\text{Cu} : \text{Mo} = 0,5 \div 10$, главные попутные компоненты — висмут и вольфрам.

Пространственные соотношения оруденения всех трех формаций семейства медно-порфировых месторождений сrudогенерирующими

интрузиями определяются локализацией их как в контурах последних, так и во вмещающих породах при отчетливо проявленной зависимости контуров развития рудной минерализации от формы интрузивных тел рудогенерирующих формаций.

Парагенетические связи оруденения с рудогенерирующими магматическими источниками особенно характерны для месторождений орогенной и активационной стадий развития регионов. В этом случае рудогенерирующие геологические формации (рудоносные, по Д. В. Рундквисту) пространственно не столь тесно связаны с продуктами рудогенеза, время проявления магматизма и оруденения более разнообразно. К геологическим формациям подобного типа, по-видимому, следует отнести серии даек и малых интрузивных тел позднеорогенного или активационного режима, с которыми во времени и пространстве связано оруденение различной формационной принадлежности.

Так, по данным Ю. А. Билибина, Н. В. Петровской и М. Б. Бородаевской, формации субщелочных малых интрузий Якутии закономерно сопутствует золото-сульфидное оруденение, представленное пластовыми залежами и секущими жильными телами, залегающими в известняках, но всегда в ареалах развития даек и малых интрузий. Отчетливо проявлены пространственные связи золотого оруденения золото-кварц-сульфидной формации с малыми телами брекчий взрыва гранодиоритовой формации. Иногда они определяют концентрическую зональность золотого оруденения.

По данным Н. И. Бородаевского и М. Б. Бородаевской, хрупкие дайки, локализованные в пластичных вмещающих породах, избирательно подвергаются дроблению и трещиноватости и служат своеобразными «локализаторами» оруденения.

В Забайкальской провинции Н. А. Фогельман описано оруденение золото-халцедон-кварцевой формации, сопутствующей становлению малых тел брекчий взрыва фельзит-порфиров. На Урале Н. И. Бородаевский и М. Б. Бородаевская детально описали отчетливо выраженную связь золотого оруденения двух различных формационных типов с двумя формациями малых интрузий.

По данным Р. М. Константинова, с вулканогенными формациями эпиэвгеосинклинальных и эпикратонных вулканических поясов связано семейство месторождений золото-серебряных, золотых и серебряных руд. Отчетливо проявленные связи оруденения с вулканогенными формациями выражаются в определенной зависимости геохимической специализации руд от формационной принадлежности вулканитов.

Так, с трахибазитовой и андезит-базитовой формациями, возникавшими на океанической или переходной коре в области развития островных дуг и рифтовых зон, ассоциируют золоторудные и иногда золото-теллуровые проявления с соотношением $\text{Au} : \text{Ag} = 10 : 1 \div 1 : 1$ и устойчивыми ассоциациями элементов-спутников — Hg, Bi, Sb, As. В то же время с андезит-риолитовой и риолитовой вулканогенными формациями, возникшими на коре континентального типа в окраинно-материковых вулканических поясах, ассоциируют золото-серебря-

ные месторождения с соотношением Au : Ag < 1 : 20 и с такими элементами-спутниками, как Pb, Zn, Sn, Mn.

В ряде случаев рудные формации приурочены к периодам завершения отдельных фаз вулканизма или объединяющим несколько фаз ритмам, в других — проявляются вслед за становлением завершающих вулканизм интрузивных членов формаций, локализуясь во вмещающих вулканиты геологических формациях.

К рассматриваемой группе, вероятно, следует отнести также скарновые месторождения с различной металлогенической специализацией (медно-, свинцово-цинковой и золотой), связанные преимущественно с гранодиоритовыми и диоритовыми формациями поздне-геосинклинального или раннеорогенного этапов развития первичных эвгеосинклиналей. При этом следует иметь в виду, что в ряде случаев скарновые месторождения представляют собой полигенные образования, формирование которых связано с преобразованием более ранних рудных скоплений (осадочных или вулканогенных рудоносных формаций) под воздействием более поздних интрузий.

Телегенетические взаимоотношения означают, что связи между какими-либо магматическими комплексами и рудными месторождениями весьма отдаленные. Рудное вещество в данном случае имеет сложное комбинированное происхождение, обусловленное взаимодействием как магматических, так и экзогенных факторов. В качестве примера можно привести месторождения бора, лития, вольфрама, марганца, стронция и других элементов, связанные с соленосными озерными осадками (оз. Серлс и Ладлоу в США). Подобные месторождения связаны с зонами активного вулканизма и фумарольной деятельности, располагаются в областях аридного или полуаридного климата и имеют в то же время осадочное происхождение.

Рудоносные геологические формации, как иrudогенерирующие, характеризуются взаимообусловленностью процессов накопления пород и заключенного в них оруденения, генетическая природа которого не получила до сих пор однозначной интерпретации. Характер связи оруденения с вмещающими геологическими формациями различен также и во времени. В ряде случаев оруденение входит в качестве одного или нескольких звеньев в единый процесс накопления пород рудоносной формации, в других — формирование рудных скоплений может быть во времени далеко оторванным от становления рудовмещающих пород; концентрация рудных компонентов реализуется в этом случае за счет энергии, связанной с воздействием более поздних (рудообразующих).

Примером рудных формаций первого типа служат месторождения семейства колчеданных руд. В. И. Смирнов, М. Б. Бородавская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов и другие геологи выделяют в этом семействе три главные рудные формации. Первые две (медно- и медно-цинково-колчеданная) характеризуются ведущим значением меди, варьирующим количеством цинка, отсутствием значимых содержаний свинца и существенной примесью кобальта. Геотектоническая позиция их определяется приуроченностью к палеорифтам (кипрский тип) либо к внутренним зонам палеоостровных дуг, заложенных на базитовой («океанической») коре (уральский тип).

В палеорифтовых структурах рудоносная геологическая формация определяется как контрастная дацитсодержащая натриевой серии, в которой количество дацитов не превышает 3 % общего объема формации. Во внутренних зонах палеостроводужных систем руды медно-цинково-колчеданной формации во времени и пространстве связаны либо с контрастной риолит-базальтовой, либо с непрерывной базальт-андезит-риолитовой формациями натриевой серии с преобладанием пород основного состава. При этом члены единой медно-цинково-колчеданной формации существенно различаются по соотношениям меди и цинка в зависимости от состава сопряженной вулканогенной формации. Содержание меди в месторождениях, связанных с вулканиками непрерывной серии, в 2—5 раз выше, чем в рудах, сопутствующих вулканизмам контрастного типа (рис. 2).

Колчеданные месторождения медно-свинцово-цинковой формации (типы рудноалтайский, малокавказский, куроко) ассоциируют главным образом с контрастной базальт-риолитовой формацией калиево-натриевой серии, в которой ведущую роль играют породы кислого состава. Геотектоническая позиция этой формации определяется приуроченностью к вторичным эвгесинклиналям, наложенным на срединные массивы с мощной континентальной корой. Руды характеризуются существенно пирит-галенит-сфalerитовым составом с подчиненным количеством меди ($Cu:Pb=0,3 \div 0,5$; $Zn:Pb=2 \div 6$).

Связь во времени колчеданных руд с продуктивными вулканогенными формациями настолько тесна, что во многих случаях рудные залежи являются членами их разрезов, приурочены к определенным элементам палеоструктур. При этом нередко наблюдается несколько ярусов залежей, положение которых отвечает локальным размывам на границах отдельных фаз или импульсов вулканизма. Поэтому прогнозирование применительно к колчеданным месторождениям базируется на данных формационного и литолого-фациального анализов. Соответственно структурно-формационные зоны, в пределах которых развиты продуктивные формации, выделяются как металлогенические; поля развития продуктивных формаций соответствуют рудным районам; области повышенных мощностей толщ, членами разреза которых являются рудные залежи, определяют контуры потенциальных рудных полей.

Не менее отчетливо проявлены тесные временные и пространственные связи ряда рудных формаций с формациями осадочных гор-

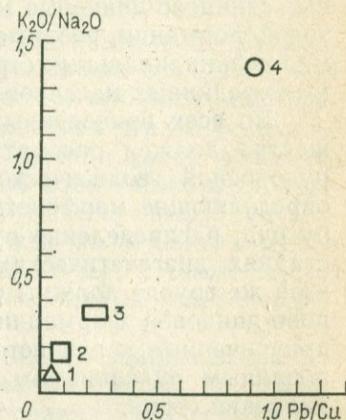


Рис. 2. Зависимость отношения Pb/Cu в рудах колчеданных месторождений от отношения K_2O/Na_2O в рудоносных вулканитах (по Е. И. Филатову и Е. П. Шираю).

Рудные формации: 1 — серноколчеданная маломедистая (Кипр, Мугоджары); 2 — медно-свинцово-колчеданная (Урал-Гай); 3 — свинцово-медно-цинково-колчеданная (Малокавказская); 4 — медно-свинцово-цинково-колчеданная (Алтайская).

ных пород, в становлении которых рудонакопление служит одним из звеньев единого процесса. Характерный пример — месторождения меди в пестроцветных алевро-песчаниковых и известково-алевро-песчаниковых отложениях, накапливавшихся в межгорных впадинах и прогибах, известные как месторождения формации медистых сланцев и медистых песчаников ($Pb : Zn : Cu = 1 : 0,5 : 10$). Столь же определенную геотектоническую позицию при отчетливо выраженной связи с конкретными геологическими формациями занимают стратиформные свинцово-цинковые месторождения в породах известково-доломитовой формации, развитые в активизированных чехлах платформ и в многосингенитальных структурах в окраинных частях регенерированных срединных массивов.

Во всех приведенных примерах процесс отложения рудного вещества должен рассматриваться как составная часть становления рудоносной геологической формации, причем все основные черты, определяющие морфологию рудных тел, состав, текстуру, и структуру руд, распределение рудных компонентов, были сформированы на стадиях диагенетических или катагенетических преобразований. К этой же группе должны быть отнесены и месторождения медно-свинцово-цинковой формации (атасуйский тип, $Pb : Zn : Cu = 1 : 3 : 0,1$), приуроченные к глинисто-кремнисто-карбонатным толщам с редуцированным вулканизмом контрастной базальт-риолитовой формации калиевой серии.

Более сложной представляется связь золотого вкрапленного и жильного оруденения, заключенного в углисто-песчанисто-алевролитовых или углисто-песчанисто-известково-алевролитовых толщах терригенных геосинклиналей. Работы Р. Бойля, В. Г. Гарьковца, В. А. Буряка и ряда других исследователей показали отчетливо выраженную приуроченность месторождений этого типа к определенным стратиграфическим подразделениям. При этом значительное число рудных тел продуктивных частей разреза расположено согласно со слоистостью вмещающих пород, а секущие жильные образования в большинстве случаев сосредоточены в пределах единого продуктивного интервала разреза.

Устойчивая формационная характеристика оруденения, обусловленная сочетанием убогого вкрапленного и прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения со значительно более богатым жильным сульфидно-кварцевым при постоянстве ассоциации с определенной геологической формацией, заставляет рассматривать последнюю в ранге рудоносной. Однако природа связи с ней оруденения остается дискуссионной. Р. Бойль, В. Г. Гарьковец и В. А. Буряк полагают, что эти связи столь же близки, как и в стратиформных медных и свинцово-цинковых месторождениях. Возникновение секущих рудных тел и окончательное оформление современного облика руд обусловлено процессами диагенетических и катагенетических преобразований. Наряду с этим нельзя исключать и представления о полигенном происхождении месторождений, допуская, что процессы мобилизации рудного вещества, находящегося в породах определенных частей разреза в рассеянном состоянии, обязаны более поздним процессам метаморфизма, связанного с внедрением интрузий, выступаю-

ших в качестве рудообразующих формаций, или с развитием термальных куполов того или иного происхождения. Независимо от принятой точки зрения, тесная связь соответствующих осадков и накопления в них золота и сопутствующих элементов несомненна, и потому литолого-фациальный анализ определенных терригенных формаций и в этом случае служит надежной базой для прогнозирования.

В целом мобилизующая роль магматических формаций значительна при формировании многих месторождений полигенной природы.

Роль магматических формаций в процессе накопления рудного вещества может быть двоякой: в одних случаях они выступают как продуценты оруденения, в других — как фактор, мобилизующий ранее отложенное рассеянное во вмещающих породах рудное вещество, обусловливая его концентрацию. Примеры именно такой роли интрузий хорошо известны по данным изучения полигенных месторождений урановых руд; это же значение приписывается интрузиям сторонниками регенерационной природы залежей колчеданных руд в зонах смятия (например, Прииртышской на Алтае), а также месторождения золото-кварцевой формации во флишоидных углеродсодержащих сланцах.

Рудовмещающие геологические формации, со становлением которых оруденение не обнаруживает временных связей, не имеют столь определенного значения для прогнозирования. При их изучении решающее значение имеют анализ структурной обстановки и выявление тех элементов структур, которые по времени возникновения близки к формированию оруденения и в то же время благоприятны для его локализации.

Приведенная группировка геологических формаций в целом не зависит от генетических интерпретаций, обычно многовариантных и, как правило, касающихся механизма и условий рудонакопления. Все возможное разнообразие обстановок рудонакопления может определяться сочетанием различных по вещественному выражению элементов рудообразующих процессов: источников вещества, транспортирующих агентов и их источников, путей транспортировки, источников энергии, областей рудонакопления. Подобные генетические классификации еще требуют разработки, однако для определения специфики металлогенических формаций и рудно-формационного анализа достаточно рассмотреть роль геологических формаций на базе самых общих положений современной теории рудообразования.

Вопросы соотношения формаций, фаций и генетических типов подробно рассмотрены в трудах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и других исследователей. Однако в последнее время появилось значительное количество классификационных схем, в которых понятия фаций и формаций объединяются.

Как совершенно справедливо подчеркнул Н. С. Шатский еще в 1955 г., формация — ни в коем случае не «фация высшего порядка», хотя весьма часто эти понятия смешивают. Формации, являясь понятиями прежде всего тектоническими, помогают более углубленно изучать крупные структурные элементы земной коры; их анализ всегда должен проводиться с привязкой к определенным структурным единицам.

ницам геосинклинальных систем, платформ, зон активизации. Формационные ряды, отражая определенные этапы развития крупных структур Земли, обычно состоят из ассоциаций пород различного генезиса (осадочных, вулканогенных, интрузивных) либо их закономерных сочетаний. Само существование многочисленных вулканогенно-осадочных формаций, с одной стороны, и вулканогенно-плутонических, с другой — показывает, что те или иные формационные типы часто состоят из парагенезисов пород различного происхождения, а также различных фаций. В вулканогенно-осадочных формациях закономерно сочетаются породы совершенно различного происхождения, а в вулкано-плутонических — магматические образования фаций различной глубинности.

Фации определяют условия образования пород: в применении к осадочным породам, например, указывают прежде всего на физико-географическую, в широком смысле этого слова, обстановку их отложения. Фациальные особенности пород магматического происхождения зависят главным образом от глубины их формирования, хотя целый ряд других факторов также играет существенную роль. Фации метаморфизма, как известно, определяют степень метаморфического преобразования пород.

При изучении распределения фаций осадочных пород на разных этапах развития земной поверхности решаются в основном палеогеографические задачи. Однако намеченные путем фациального анализа контуры, например, морских бассейнов, в большинстве случаев относятся к структурным элементам с разным тектоническим режимом. В разных частях морских бассейнов, следовательно, развиты различные формации осадочных, а иногда и вулканогенно-осадочных образований. Магматические составляющие последних часто при фациальном анализе осадочных толщ вообще не учитываются. Нетрудно видеть, что и при изучении фаций и формаций магматических пород сообщества пород магматического генезиса также рассматриваются с принципиально различных позиций. Здесь так же, как при изучении осадочных образований, взаимодополняющие формационный и фациальный анализы рассматривают одни и те же объекты с различных точек зрения. В пределах одних и тех же фациальных групп и фаций (например, эфузивных и субвулканических пород, гипабиссальных, мезоабиссальных) могут находиться самые различные формации. В то же время в пределах той или иной формации (например, трапповой и порфировой) развиты породы различных фаций (эфузивной, субвулканической и гипабиссальной).

Соотношение между фациями и формациями представляет собой достаточно сложную проблему. Особенности изменения фаций весьма различны. Более того, закономерности фациальных изменений морских отложений, например, достаточно резко отличаются в пределах структур разного возраста, что хорошо видно при рассмотрении качественных различий геосинклинальных систем неохрона. Еще более рельефно эти различия заметны при анализе структур археохрона и мезохрона.

Особенности соотношения фаций магматических образований главнейших структурных элементов земной коры также существенно

отличаются друг от друга. Так, для магматических формаций зон активизации, связанных в основном с зонами глубинных разломов, характерно тесное сочетание пород, значительно отличающихся по фациальным признакам. Так, в карбонатитовых комплексах — характерных образованиях зон активизации земной коры — сочетаются породы поверхностных фаций и фаций значительной глубинности, включая мезоабиссальные. Подобные же соотношения характерны для специфической гранитной формации зон активизации земной коры.

Различным магматическим геосинклинальным формациям в большинстве случаев свойственна значительно большая фациальная выдержанность отдельных пород, слагающих формацию. Для устойчивых платформ обычны магматические формации, представленные лишь поверхностными или близкими к ним фациями, но и они уже являются признаком некоторой активизации.

Изучение фаций и формаций горных пород — важный исходный материал для решения сложных вопросов генезиса как отдельных пород, так и их закономерных сообществ. С расширением и углублением наших знаний эти вопросы не только пополняются, но и видоизменяются и часто весьма существенно. Во всех случаях нужно четко разграничивать три ступени и соответственно три задачи в изучении горных пород.

1. Объективная характеристика всех особенностей как отдельных горных пород, так и их закономерных сообществ.

2. Систематизация фактического материала и выявление приуроченности определенных сообществ горных пород и их парагенезисов к тем или иным региональным тектоническим структурам (формационный анализ), а также определение условий образования этих сообществ (фациальный анализ).

3. Анализ систематизированного материала, т. е. решение целого комплекса различных проблем, для чего необходимо, прежде всего, четко отличать первичные особенности пород от их вторичных изменений. Образование даже чисто осадочной породы представляет собой, как известно, длительный многостадийный процесс.

Принципиальные положения учения о формациях были выдвинуты Н. С. Шатским на основе конкретных исследований большой группы весьма изменчивых вулканогенно-осадочных образований, с которыми связаны многие месторождения марганца и фосфоритов. Эти исследования послужили основанием для выделения группы (ряда) вулканогенно-кремнистых рудоносных формаций. Типичный признак этой группы формаций, по Н. С. Шатскому, — связь кремнистых пород (обязательный их член) с вулканическими образованиями. Эта связь имеет двоякий характер. Во многих случаях она выявляется по непосредственному переслаиванию вулканических и кремнистых пород и по фациальной смене одних пород другими. В других случаях связь более отдаленная и устанавливается по принадлежности кремнистых и вулканогенных образований к одному и тому же стратиграфическому горизонту.

Фосфоритовые залежи характерны для всех вулканогенно-кремнистых формаций, кроме яшмовой. При этом концентрации фосфата увеличиваются с удалением от зоны активного вулканизма. Места



рождения, ассоциирующие со спилит-кератофировыми сериями, всегда располагаются, как и сами эти серии, во внутренних частях геосинклинальных областей. То же характерно и для кремнисто-сланцевой формации.

В связи с отдаленными кремнистыми формациями месторождения могут встречаться и во внешних миогеосинклинальных прогибах на значительном удалении от зон активной вулканической деятельности — на окраинах островных вулканических зон. Именно в такой обстановке, по Н. С. Шатскому, размещаются крупные и крупнейшие фосфоритоносные бассейны фосфоритового пояса Скалистых гор (США и Канада), в пределах которого развита хорошо известная формация Фосфория.

С подобными же формационными рядами, включающими и более кислые вулканические образования (порфировую формацию), ассоциируют месторождения железа и марганца.

Н. С. Шатский считает формационный анализ наиболее эффективным методом прогнозных и поисковых работ на различные виды полезных ископаемых. Он подчеркивает, что одни полезные ископаемые, приурочены лишь к определенной формации (моноформационные), другие могут встречаться в двух-трех формациях и более.

По мнению Н. С. Шатского, следующим по рангу (после тектонического) классификационным признаком формаций должно быть геологическое время, поскольку формации ранних стадий развития земной коры резко отличаются от формаций палеозойских и тем более альпийских. Для платформенных и близких к ним структур краевых прогибов и даже миогеосинклиналей следующим важным фактором является климатический. Влияние этого фактора на формирование осадочных комплексов подробно рассмотрел Н. М. Страхов.

Показательным примером действительного формационного анализа железорудных образований являются многочисленные работы Л. Н. Формозовой и, прежде всего, ее известная монография, касающаяся железных руд докембрия и их эволюции [33]. Общие представления об эволюции месторождений железных руд от глубокого докембра до современного этапа хорошо иллюстрирует рис. 3.

Н. П. Херасков расширил представление о формациях на магматические породы и обстоятельно рассмотрел вопрос о границах формаций. По его данным, выделяются три главных класса формаций: платформенный, геосинклинальный, орогенный. Важно подчеркнуть, что Н. П. Херасковым выделяются тектонически нарушенные платформы с характерными для них группами формаций (катаплатформенные и метаплатформенные), которые в настоящее время большинством исследователей именуются областями тектономагматической активизации.

По мнению Н. П. Хераскова, среди платформенных формаций магматические породы развиты незначительно. Наиболее распространена трапповая формация, состоящая главным образом из лав и туфов базальтового состава, ассоциирующих с континентальными отложениями. К трапповой формации относятся также связанные с ней риолитовые интрузии.

Геосинклинальные магматические формации отличаются от платформенных комплексов более разнообразным составом, в них преобладают базальтовые и андезитовые породы, включая спилиты. Кислые породы, связанные с основными, имеют обычно подчиненное значение. Характерна перемежаемость с различными морскими осадочными породами.

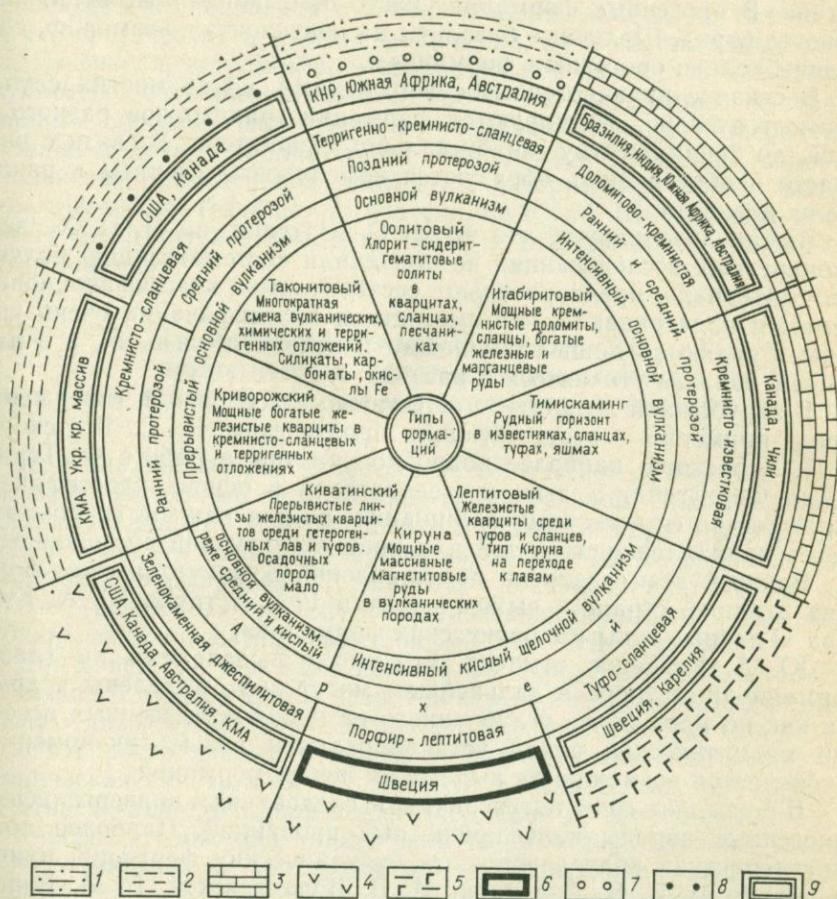


Рис. 3. Схема расположения некоторых железорудных месторождений в докембрийских и палеозойских формациях и их связь с вулканализмом определенного состава («Осадкообразование и полезные ископаемые...», т. 1, 1968 г.):

1 — гематит-магнетитовая руда; 2 — пиритовая руда; 3 — оолитовая гематит-хлорит-сидеритовая руда; 4 — известники; 5 — кремнистые известники; 6 — сланцы; 7 — метаморфизованные породы; 8 — лепитты; 9 — риолиты

Кроме вулканогенно-осадочных ассоциаций, Н. П. Херасков к геосинклинальным формациям относит интрузивные комплексы — габбро-диорит-плагиогранитного и габбро-диорит-сиенитового состава и самостоятельные формации гипербазитов. Гранитные комплексы, по его заключению, во многих случаях синхронны уже орогенным формациям.

К орогенным формациям Н. П. Херасков относит продукты наземных вулканических извержений, сочетающиеся с осадочными породами; во многих таких формациях вулканогенные породы господствуют. По сравнению с геосинклинальной группой здесь возрастает значение кислых пород, но широко распространены и комплексы, где развиты основные и средние породы, а также породы смешанного состава. В орогенных формациях часто отмечается повышенная щелочность пород. Щелочные базальты на континентах, возможно, свойственны только орогенным формациям.

В связи с вулканогенными формациями, но во многих случаях и самостоятельно, формируются формации гранитоидов разного состава, по преимуществу гипабиссального характера. В связи с ними, а часто и обособленно, образуются нефелиновые сиениты и различные их дериваты.

Важно подчеркнуть, что ни Н. С. Шатский, ни Н. П. Херасков в конкретных исследованиях не подчиняли систематизацию полученного материала предварительно составленным классификационным схемам и подчеркивали, что имеющиеся классификации очень упрощены и являются лишь временными и вспомогательными, а в дальнейшем должны уточняться и развиваться.

В зарубежной литературе естественные ассоциации изверженных пород, примерно соответствующие парагенезам Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, наиболее подробно описаны в работе Ф. Тернера и Дж. Ферхугена. У этих исследователей в основе классификации лежит состав естественных ассоциаций, но для каждой группы отмечается принадлежность к той или иной структурной обстановке.

Важный этап развития представлений о магматических формациях в нашей стране — выход в свет в 1964 г. труда Ю. А. Кузнецова «Главные типы магматических формаций».

Ю. А. Кузнецов отметил, что кроме выделенных им главных формационных типов в дальнейшем могут быть выделены и другие, так как по мере более углубленного изучения естественных ассоциаций магматических пород устанавливаются новые закономерности и появляется возможность выделения новых формаций.

В последние годы интенсивным исследованиям подвергались вулканогенные породы колчеданоносных провинций. Наиболее полная характеристика колчеданоносных вулканических формаций приведена в работах В. В. Авдонина, М. Б. Бородаевской, Г. М. Власова, Е. Д. Петраченко, Е. И. Филатова, Т. Н. Фроловой, В. И. Чернова, Е. П. Ширая, Е. Б. Яковлевой и Г. Ф. Яковleva, а за рубежом — в публикациях Булодона, Гаспбара, Миазава и других исследователей.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МАГМАТОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Изучение явлений магматизма и тесно связанного с ним магматогенного рудообразования заставляет исследователей мысленно проникать во все большие глубины Земли. Становится все более ясным,

что процессы, протекающие в земной коре, связаны с явлениями, происходящими в глубоких горизонтах мантии, а возможно, и на границе мантии и ядра Земли. Иными словами, тектонические и магматические процессы представляют собой, по существу, следствия единых глубинных явлений.

Изучение истории развития магматических процессов требует комплексных исследований с использованием данных не только учения о геологических и рудных формациях, но и геотектоники, геохимии, геофизики, астрономии и сравнительной планетологии, а также результатов экспериментальных работ по поведению минералов (главным образом, силикатов) в условиях высоких температур и давлений и других лабораторных исследований. Именно подобные комплексные исследования приведут к оформлению нового направления в геологии (глубинной геологии, по Ю. М. Шейнманну) и к созданию новой науки о Земле, которую В. В. Белоусов предложил называть геономией.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОГО ШАРА. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

При анализе общих процессов геологического развития широко используются данные астрономии, сравнительной планетологии, а также материалы по термодинамике и геохимии ядра и мантии Земли. Нет сомнения в том, что процессы, происходящие в земной коре, в частности формирование различных тектономагматических комплексов (различных частей магматических формаций), связаны с глубинными процессами, характерными для земного шара.

Для советской геологической школы характерен основополагающий вывод о геологическом развитии земного шара вследствие прежде всего дифференциации слагающего его вещества. В основе наиболее распространенных в нашей стране представлений лежит космогоническая гипотеза О. Ю. Шмидта о первоначальном образовании относительно холодной квазиоднородной протопланеты.

Участие в сложении планет земного типа двух главных твердых фаз — силикатной и металлической, — значительно различающихся по плотности, предопределяется составом протопланетного вещества. По общему мнению, вещество железных метеоритов соответствует металлическим ядрам планет, а те или иные типы каменных метеоритов — их силикатным оболочкам. Подобные представления являются в планетологии классическими, устоявшимися и уходящими своими корнями в гипотезы, развивавшиеся с середины прошлого века. Как считает большинство исследователей, планеты были образованы как смеси двух типов фаз и формирование ядра должно рассматриваться прежде всего как пространственная дифференциация протовещества по плотности.

Главнейшая черта строения всех планет земной группы — неоднородность, расслоенность на оболочки. Об этом однозначно свидетельствуют как астрономические данные, так и данные изучения са-

мых планет, главным образом результаты их геофизических, в первую очередь сейсмических, исследований.

С планетологических позиций история Земли — это история развития ее оболочек, с геологических — история становления и дальнейшего развития различных типов земной коры.

В строении Земли выделены четыре главных элемента: 1) плотное металлическое ядро; 2) мантия, составляющая главную массу

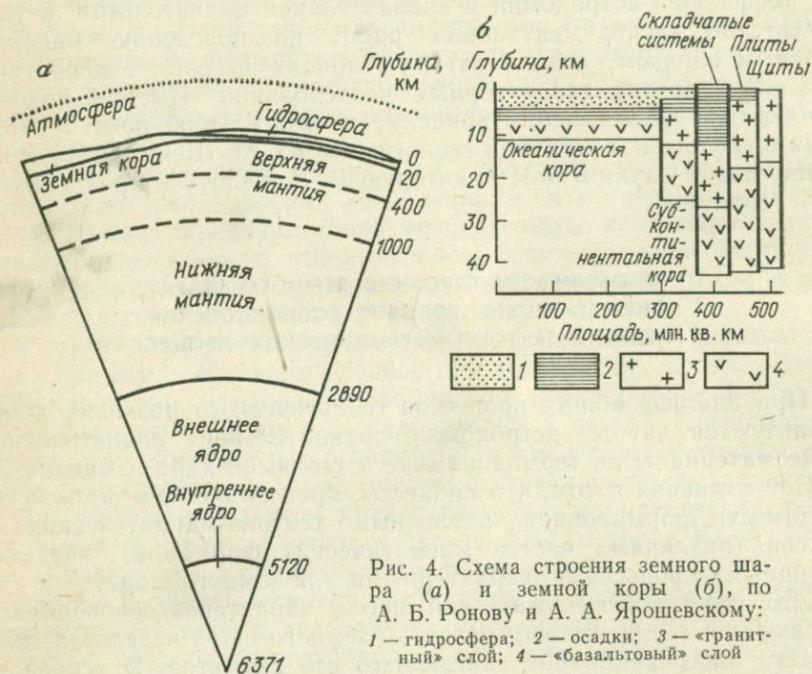


Рис. 4. Схема строения земного шара (а) и земной коры (б), по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому:
1 — гидросфера; 2 — осадки; 3 — «гранитный» слой; 4 — «базальтовый» слой

планеты (по заключению большинства исследователей, мантия сложена плотными, преимущественно железо-магнезиальными силикатами); 3) земная кора, сложенная веществом, менее плотным, чем подстилающая мантию; 4) газовая и жидккая оболочки очень низкой плотности и малой массы. Кора Земли вместе с атмосферой и гидросферой образует систему наружных оболочек, связанных весьма глубоким взаимодействием и единством происхождения (рис. 4).

Определяющая черта двух самых верхних оболочек Земли — атмосферы и гидросферы — резкое обеднение так называемыми солнечными газами: водородом, гелием, тяжелыми инертными газами, в меньшей степени азотом, углеродом и некоторыми другими. Эти данные позволили обосновать представление о том, что атмосферы Земли и планет земной группы являются вторичными образованиями, сформированными за счет выделения химически активных газов, находящихся в веществе планет в химически и физически связанном виде. Следовательно, дегазация вещества планет с выделением на поверхность летучих образований (воды, углекислоты, азота, аргона,

соединений серы, хлора и некоторых других газов) — один из процессов дифференциации вещества планет, определяющий состав их наружных оболочек.

В то же время как массы, так и химический состав верхних оболочек определяются не только особенностями и масштабами дегазации, но и законами потери тех или иных их компонентов в результате диссипации в космическое пространство. Для Земли, в частности, вероятна существенная потеря водорода и гелия.

Принципиальная причина дегазации планет, в том числе Земли, очевидна — разогревание вещества, сопровождающееся разложением твердых фаз, содержащих в том или ином виде газовые компоненты. Процесс дегазации тесно связан с механизмом выплавления корового вещества.

Систематизация новейших данных по объемной распространенности пород в земной коре проведена А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским.

Породы	Распространенность, %
Пески и песчаники	1,83
Глины, глинистые сланцы, кремнистые породы	4,65
Карбонаты	3,48
Соляные отложения	0,09
Парагнейсы, кристаллические сланцы, метапесчаники	18,64
Метаморфические и магматические породы кислого состава (гранитоиды, гранито-гнейсы, кислые эфузивы)	20,86
Метаморфические и магматические породы основного состава (базальты, габбро, диабазы, амфиболиты, основные кристаллические сланцы, эклогиты)	50,34
Дуниты, перidotиты, сиениты, нефелиновые сиениты	0,11

Анализ этих данных убедительно свидетельствует о существенной роли процессов магматизма в формировании земной коры. Плавление и кристаллизация вещества планеты, лежащие в основе этого процесса, приводят к его глубокой дифференциации. В этом отношении магматические процессы могут конкурировать лишь с экзогенными процессами выветривания и осадкообразования, также дающими весьма широкую и разнообразную гамму пород. Магматические процессы (в виде вулканической деятельности и всегда сопровождающим ее образованием интрузивных тел) прослеживаются от древнейших этапов формирования Земли до настоящего времени. Магматические породы земной коры по сравнению с метеоритным веществом обогащены кремнием, алюминием, щелочными металлами, кальцием, стронцием, барием, редкоземельными, радиоактивными и многими другими редкими элементами и резко обеднены магнием, железом и их спутниками (никель, кобальт, марганец, хром и платиноиды).

Редкие представители мантийных пород в земной коре (ультраосновные породы), близкие по типу вещества к силикатной фракции метеоритов, обеднены кремнием, алюминием, щелочными металлами и другими элементами и обогащены магнием, железом, хромом, никелем. Они, следовательно, оказываются геохимическим дополнением к породам коры. Это позволяет говорить о расщеплении исходного метеоритного вещества в ходе процесса магматической дифферен-

циации на породы кор планет и породы глубинной оболочки (мантии). Данная закономерность, выявленная на земном материале В. Гольдшмидтом, а позднее и А. В. Виноградовым, была подтверждена данными по геохимии лунных пород и, таким образом, приобрела общее планетологическое значение.

Среди многообразных магматических пород земной коры по распространенности резко выделяются определенные типы, слагающие крупные массы земной коры: породы базальтового состава (наиболее распространенные вулканические образования) и гранитоидные массы (подавляющая часть интрузивных серий). На это обстоятельство еще в начале века обратил внимание Ф. Л. Левинсон-Лесинг, подчеркнув, что их нельзя рассматривать в рамках единого геологического процесса. В целом более древняя «гранитная» кора континентов так или иначе связывается со сложным комплексом явлений, в которых определяющими процессами, особенно на ранних этапах, служили глубокие метаморфические преобразования («границация») различных, в том числе осадочных, пород.

Более молодые вулканические породы базальтового состава на Земле и планетах земной группы, как это выявляют данные сравнительной планетологии, связаны с зонами погружения, нарушения сплошности коры, глубинными разломами, уходящими своими корнями в верхнюю мантию. Основная масса таких вулканитов сосредоточена в пределах структур океанического типа.

Роль водорода в земных недрах дискуссионна. Основываясь на высказываниях В. И. Вернадского, В. Н. Ларин высказал гипотезу изначально гидридной Земли. Подчеркивая весьма значительную роль водорода в химии мироздания, В. И. Вернадский писал: «... наши представления о термодинамических и химических условиях глубин нашей планеты заставляют нас видеть в них среды, благоприятные для существования водородистых тел. Здесь активность химических реакций уменьшается, кислород быстро сходит на нет, начинают все более и более преобладать металлы типа железа и, по-видимому, растет количество водорода. В то же самое время температура и давление повышаются. Все это должно привести к сохранению в этих глубинах водородистых соединений и в том числе растворов водорода в металлах» (В. И. Вернадский, 1960, с. 13—14).

В. Н. Ларин делает попытку все разнообразие геологических процессов Земли от наиболее ранних этапов ее развития увязать с процессом дегазации водорода из глубоких недр нашей планеты, причем в соответствии с этой гипотезой земной шар «работает» во всем его объеме — от внутреннего ядра до коры.

Энергетические условия возникновения и развития тектоно-магматических процессов. Смена представлений о «горячем» происхождении Земли гипотезой первично холодного ее состояния заставила ученых искать источники энергии для возникновения и развития тектоно-магматических процессов внутри самих планетных тел.

В начале XX в. П. Кюри, Д. Джоли и В. И. Вернадский указали на важнейшую роль естественной радиоактивности в развитии эндогенных процессов. Действительно, эта роль, как показывают современные расчеты, достаточно велика. Однако радиоактивность —

не единственный источник энергии. Вторым, превышающим по мощности источником внутренней энергии Земли являются процессы, которые сопровождаются выделением гравитационной энергии. Эта энергия связана с переходом планетного вещества из состояния в протопланетном газово-пылевом облаке (малая плотность, слабые гравитационные поля и низкое давление, специфическое химическое равновесие твердых и газовых фаз и др.) в недра массивных планетных тел (высокая плотность, значительное давление, растущее с глубиной, определяющее влияние гравитационного поля на химические равновесия в пространстве планеты, отсутствие свободной газовой фазы в ее недрах и др.). Гравитационная энергия выделяется как в аккреционных процессах при уплотнении вещества планет, так и в результате фазовых переходов и химических реакций при дифференциации вещества планеты.

В ряде случаев гравитационная энергия рассматривается отдельно. Так, О. Л. Кусков и Н. И. Хитаров подчеркивают, что нужно обратить внимание на необходимость изучения энергетики крупномасштабных химических реакций и фазовых переходов при анализе термической истории Земли и оценить вклад энергии химических реакций в общий тепловой баланс планеты. По их мнению, вклад энергии, выделяющейся при химических реакциях, в общий тепловой баланс планеты оказывается весьма существенным [10].

Таким образом, существуют три источника энергии внутриземных процессов: радиоактивный распад, высвобождающий ядерную энергию радиоактивных элементов; гравитационная энергия, выделяемая в аккреционных процессах; химическая энергия фазовых переходов и химических реакций, которая сопровождает дифференциацию многокомпонентного и многофазного вещества планеты.

Некоторый вклад в энергетический баланс процессов вносят источники, связанные с воздействием космических сил Солнечной системы. Неясным остается вопрос о роли солнечной энергии в эндогенных процессах, происходящих в Земле. Изменение физического состояния недр Земли в связи с воздействием энергетических источников, о которых шла речь выше, может вызвать плавление либо релаксацию механических напряжений и обусловить магматические, тектонические, сейсмические и другие процессы. Трансформация этой энергии непосредственно определяет всю совокупность геологических процессов в земной коре.

Серьезные ограничения в этой области связаны с данными сравнительной планетологии, а также с материалами по физико-химическим особенностям различных минеральных комплексов, в частности образующихся при высоких температурах и давлениях, и с большим количеством косвенных геофизических и геологических данных.

Расчеты показывают, что тепла радиоактивного распада более чем достаточно для частичного плавления мантии, которое обеспечит магматическую дифференциацию в масштабе, необходимом для формирования кор планет. Из этого следует, что нет проблемы в энергетическом обеспечении магматических и других эндогенных процессов, даже исходя из «холодного» начального состояния планет и учитывая лишь один источник тепла.

Данные планетологии приводят к важному выводу о физических условиях магматизма. На ряде планет, в том числе и на Земле, глубинный базальтовый магматизм налагается на более ранние полевошпатовые коры («гранитные» на Земле), для формирования которых необходимо привлекать гравитационную энергию.

Весьма важна динамика распределения тепла в недрах планет. С глубиной выделяются три участка: наружный, который характеризуется быстрым падением температуры от недр к поверхности (энергетический обмен с космосом) с направленным к поверхности потоком тепла; глубинный, в пределах которого температура распределяется в зависимости от положения источников энергии (приповерхностное охлаждение здесь не происходит); промежуточный, в пределах которого кривая реальной температуры пересекается с кривыми температур плавления мантийного вещества и происходит плавление. Земля обладает высокой тепловой инерцией, которая обусловлена низкой теплопроводностью ее вещества; за 4,5 млрд. лет ее истории существенным охлаждением затронут лишь слой, мощность которого не превышает 1000 км.

Учет аккреционного механизма высвобождения гравитационной энергии может самым коренным образом изменить представления о времени и масштабах магматической деятельности на планетах. Н. А. Флоренский считает, что при объяснении особенностей дифференциации самых ранних этапов преобразования планетного вещества, сопровождавшихся высвобождением летучих компонентов и формированием первичной атмосферы, а также образованием гипотетического магматического океана, обоснованием полевошпатовой коры и железо-магнезиальных пород верхней мантии, именно этот источник может иметь определяющее значение.

При принятии подобной концепции должен быть найден механизм выноса избыточного глубинного тепла, значительно более мощный, чем кондуктивный теплоперенос.

В пределах мантии появление расплавов изменяет физическую обстановку; расплавленные массы обладают на 5—10 % меньшей плотностью по сравнению с твердыми силикатами и значительно меньшей вязкостью, что самым существенным образом изменяет условия переноса как тепла, так и вещества. Само существование интервала температур плавления приводит к фазовой гетерогенности системы и предопределяет возможность ее химической дифференциации.

Таким образом, плавление и восходящие движения магматических масс в условиях гравитационной неустойчивости могут служить механизмом эффективной потери излишков внутриземной энергии и, что очень важно, появление и движение расплавов вовлекают их в процесс магматической дифференциации. Эти движения в приповерхностной зоне могут также трансформироваться в механические, обуславливающие весь комплекс тектонических явлений.

Таким образом, «возникающие в недрах мантии магматические массы оказываются абсолютно неустойчивыми в условиях гравитационного и температурного полей планет и должны геологически быстро перемещаться вверх либо по механизму всплыивания, либо по

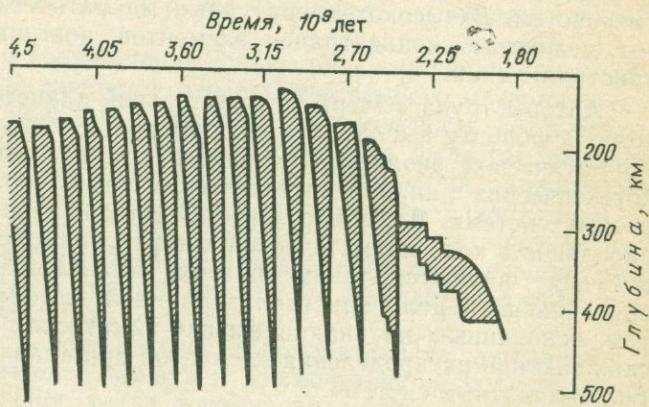


Рис. 5. Циклическость проплавлений верхней мантии при усиленной теплопередаче в зоне плавления

ного мантийного вещества. Замечательной особенностью этой «машины» является то, что она может привести (и реально приводит) к дифференциации, не согласующейся с требованиями гравитационного равновесия» (Очерки сравнительной планетологии, с. 238—239). Быстрый вынос избытка тепла с расплавами определяет повторяемость, цикличность процесса. Впервые на эту особенность обратили внимание А. П. Виноградов и А. А. Ярошевский в 1965 г. Весьма отчетливо эта черта проявлена в модельных расчетах, приведенных в работе А. Н. Тихонова, Е. А. Любимовой и В. К. Власова «Энергетика геологических и геофизических процессов» (рис. 5).

В ряде трудов, которые уже стали классическими, подчеркивается, что процессы «плавления — кристаллизации» являются основными, определяющими направленность магматической эволюции планетного вещества.

Общие закономерности распределения химических элементов в магматических породах земной коры согласуются с классическим принципом кристаллизационной дифференциации Н. Л. Боуэна.

Формирование магматических пород нормальных (гомодромных) серий четко соответствует понижению температуры кристаллизации расплавов. С этой последовательностью согласуются все признаки, определяющие закономерности изменений фазовых равновесий с понижением температуры: состав минералов — твердых растворов закономерно обогащается легкоплавкими компонентами (альбит в плагиоклазах, железо в темноцветных железо-магнезиальных минералах); парагенезисы породообразующих минералов закономерно сменяются в ходе магматической эволюции (оливин — основной плагиоклаз, пироксены — лабрадор, амфибол — андезин, слюды — плагио-

клас (альбит) и щелочной полевой шпат). Парагенезисы высокотемпературных минералов с низкотемпературными «запрещены».

Закономерности распределения элементов-примесей в магматических породах подчиняются тому же принципу. С понижением температуры кристаллизации происходит обогащение элементами, допускаемыми, по В. Гольдшмидту, в кристаллические фазы и понижающими температуру кристаллизации соответствующих силикатных систем. В высокотемпературных магматических породах, наоборот, возрастает концентрация элементов, повышающих температуру кристаллизации.

Авторы труда «Очерки сравнительной планетологии» (1981) приходят к общему выводу, что «... изменение состава расплава в ходе магматической эволюции находится в соответствии с положением котектических линий и эвтектических точек соответствующих силикатных систем». Данные о закономерных изменениях магматических расплавов в ходе магматической дифференциации, взятые в обобщенном виде, являются, таким образом, «главным аргументом в пользу определяющей роли кристаллизационной дифференциации, аргументом, основанным на знании физико-химических и кристаллохимических законов распределения элементов при плавлении и кристаллизации силикатных систем».

В связи с указанной общей закономерностью находится накопление в ходе эволюции магматического расплава при понижении температуры многочисленных элементов-примесей: K, Rb, Cs, Ba, Y, Th, U, V, Zr, Hf, Nb, Ta, Ti. «Для этой группы элементов, многие из которых являются компонентами рудных месторождений, на основании общих кристаллохимических принципов и данных некоторых экспериментов величины коэффициентов распределения между кристаллизующимися фазами и расплавом должны быть меньше единицы» (1981, с. 241).

Эту большую и разнообразную в геохимическом отношении группу элементов Д. Грин и А. Рингвуд назвали некогерентными (несовместимыми); благодаря своим кристаллохимическим свойствам — большему размеру и (или) большему заряду — они не могут в подавляющем большинстве, входить в решетку породообразующих минералов и, следовательно, не могут захватываться ими при кристаллизации.

При выяснении особенностей самой ранней эволюции Земли необходимо учитывать космогонические данные о ее начальном состоянии. Широким признанием в этой области пользуются взгляды В. С. Сафонова. Основные выводы, содержащиеся в трудах этого автора, изложены в работе О. Л. Кускова и Н. И. Хитарова [10] в виде четырех коротких тезисов: «1) формирование Земли произошло в течение порядка 100 млн. лет; 2) максимальная начальная температура достиглась на глубине около 500 км; 3) удары крупных тел создавали значительные температурные неоднородности; 4) в гомогенной в целом Земле существовали плотностные неоднородности, обусловленные различием химического состава выпадающих тел».

Тектоно-магматические гипотезы развития Земли. Геологическая наука еще далека от построения общей теории развития Земли и возникновения ее минеральных богатств.

При принятии концепции хондритовой Земли и примерно равномерного распределения радиоактивных элементов во всей ее массе разделение земного шара на оболочки стало возможным лишь после накопления достаточного количества радиогенного тепла и, по расчетам Е. А. Любимовой, не ранее чем через 1—2 млрд. лет после его аккумуляции.

Для объяснения современной концентрации радиоактивных элементов в земной коре требуется переработка земного материала глубиной примерно в 5000 км, в то время как мощность всей мантии 2900 км. При подобной переработке земная кора была бы примерно на порядок мощнее современной, процесс накопления радиогенного тепла продолжался бы и Земля находилась бы в расплавленном состоянии. По-видимому, необходимо задуматься над механизмом процесса выноса радиоактивных элементов в земную кору и решить вопрос о справедливости исходных данных, на основании которых производятся расчеты теплового баланса.

Признание малой эффективности кондуктивного теплопереноса заставляет исследователей прийти к заключению об определяющей роли конвекции; перенос тепла теплопроводностью ни в коей мере не компенсирует генерации тепла за счет внутренних источников земного шара.

В веществе Земли принципиально возможны два вида конвекции: тепловая (термическая) и гравитационная (плотностная). Следует заметить, что тепловая конвекция также является плотностной, но разница плотностей обусловлена температурным расширением.

Теоретические расчеты показали, что гравитационная конвекция соответствует значительно более мощным механизмам движений в мантии, чем тепловая. В основу геодинамических построений многими исследователями положено понятие именно о гравитационной энергии.

В течение нескольких десятков лет Р. Ван-Беммелен развивал гипотезу ундаций, в основе которой лежит идея о гравитационной конвекции. По его мнению, из трех видов ундаций земной коры и мантии главные и наиболее глубинные — мегаундации, обусловленные физико-химическими процессами, зарождающимися на глубинах от 1000 км вплоть до границы с ядром. В этой зоне происходит процесс глубинной дифференциации, приводящий к разуплотнению и, следовательно, к расширению вещества. Реальность этого процесса подтверждается данными, обнаруживаемыми искусственными спутниками, выявляющими мантийные своды и межкупольные депрессии, связанные с плотностными неоднородностями в нижней мантии. Они являются физической предпосылкой для дрейфа «литосферных плит», сползающих со сводов под действием собственной массы. Свою гипотезу автор именует релятивистской, «относительной», объединяющей представления мобилизма и фиксизма.

По В. В. Белоусову, в основе развития земного шара лежит дифференциация его вещества, которая начинается в нижней мантии.

Тяжелая фракция опускается в ядро, а легкая поднимается в верхнюю мантию, вызывая в астеносфере импульсы возбуждения. Конкретные эндогенные режимы определяются соотношениями астеносферы и литосферы. Этот механизм имеет «закрытый» и «открытый» клапаны. Закрытый — весьма низкая теплопроводность земного вещества, в результате чего происходит накопление тепла в недрах Земли, которое, в конце концов, вызывает плавление. Более легкое расплавленное вещество поднимается по каналам пониженной вязкости, которые в верхней своей части переходят в зоны глубинных разломов. Предполагается, что они образуются в связи с глобальными растягивающимися напряжениями, обусловленными расширением ядра земного шара. Как известно, В. В. Белоусов в развитии Земли выделяет три главных этапа — пермобильный (пангеосинклинальный), переходный и устойчивый (геосинклинально-платформенный).

В течение пермобильного этапа в мантии существовала весьма густая и неправильная сеть каналов и, таким образом, подъем материала из глубоких недр Земли в атмосферу происходил почти повсеместно. В переходный этап каналы стали более редкими, но еще не были устойчиво локализованы. Относительно легкое расплавленное вещество прокладывало себе путь вверх то в одном, то в другом месте. Появление и рост древних платформ привели к локализации каналов, ширина которых от одного цикла к другому уменьшилась. В конце концов сохранились лишь два канала: Тихоокеанский и Средиземноморский (Тетис). Зоны активных эндогенных режимов — геосинклинальных и орогенных — создают структуры, в распределении которых улавливается определенная «грубая геометрическая правильность» (еще достаточно не изученная), которая сказывается в «приблизительной симметрии расположения древних платформ и преобладания некоторых определенных простираций среди эндогенных зон». Океаны и глубокие моря, по мнению В. В. Белоусова, имеют преимущественно вторичное образование — они сформировались путем базификации «материковой тектоносферы». Это процесс гомогенизации более дифференцированной материковой тектоносферы; он связывается с особенноенным сильным возбуждением астеносферы в ходе того же процесса выноса глубинного вещества и тепла, но приобретшего в этих случаях «взрывной характер».

В. В. Белоусов считает, что предложенная им схема гипотетична и имеет лишь качественный характер.

Существенный интерес представляет гипотеза гравитационной конвекции Е. В. Артюшкова. Автор выдвигает идею химической дифференциации вещества планеты, которая осуществляется в основном в нижней мантии на границе с расплавленным внешним ядром Земли. В этой зоне в результате разогрева первичного материала происходит его разделение на более легкий силикатный материал и тяжелый металлический.

В верхней мантии осуществляется дополнительная дифференциация легкого материала и наиболее легкие компоненты всплывают. Растекаясь вдоль подошвы литосферы, сильно нагретое аномальное вещество (аномальная мантия) заполняет прежде всего участки ее повышений («ловушки»), что приводит к изостатическому поднятию

расположенной над этими участками литосферы. Так возникают поднятия на кристаллических щитах в пределах континентальной коры. В зонах «конвективной неустойчивости» образуются горные пояса, а в области океанической коры — срединно-оceanические хребты. Если поступающее в область континентальной коры вещество аномальной мантии имеет относительно низкую температуру (около 800 °C) и содержит небольшое количество воды, то в «базальтовом» слое коры происходит фазовый переход базальта в эклогит; тяжелый эклогит погружается в мантию, а утоненная кора оказывается глубоко погруженной. Так возникают глубоководные впадины внутренних и краевых морей, а медленное развитие указанных фазовых переходов обусловливает образование осадочных бассейнов платформенного типа. Охлаждение коры континентального типа в краевой зоне после раскола материка также может сопровождаться эклогитизацией с погружением коры и образованием континентального склона пассивных окраин.

Линзы «аномальной мантии» создают в литосфере добавочные крупные напряжения, которые могут вызвать вязкое растяжение коры с формированием рифтовых зон и разрастание дна океана. Субдукция, компенсирующая спрединг, возникает в тех областях, где под холодной океанической литосферой повышенной мощности располагается «аномальная мантия». Возможен и другой вариант, когда происходит сжатие утоненной континентальной коры.

По мнению Е. В. Артюшкова, дрейф литосферных плит от областей растяжения к областям сжатия происходит главным образом вследствие растекания линз аномальной мантии, расположенной под срединно-оceanическими хребтами. В этой гипотезе, следовательно, делается попытка примирить положения мобилизма и фиксизма.

А. В. Пейве, изучая мезозойские и кайнозойские складчатые сооружения в различных районах мира, пришел к выводу, что эти структуры представляют собой области развития океанической коры и не отличаются от тех областей, которые можно считать современными эвгеосинклиналями.

Автор считает доказанным факт значительного тектонического течения океанической коры, приводящий к наращиванию ее континентальной части. Это явствует из наблюдаемых тектонических перекрытий, интенсивности тектонического «перемешивания», степени раздробления, что ведет к образованию мощных горизонтов меланжа и протрузий, образующих часто крупные тектонические чешуи. Все эти явления в большей мере развиваются в пределах океанической, а не континентальной коры. Гипербазитовые чешуи во многих местах несогласны с альпийскими простирациями, но хорошо согласуются с древними субмеридиональными тектоническими направлениями. Их более древний возраст подтверждается также данными отдельных радиометрических определений геологического возраста гипербазитовых комплексов.

По данным А. В. Пейве и А. А. Савельева, структура литосферы отличается вещественной тектонической вертикальной расслоенностью и латеральной неоднородностью, что определяется пространственным совмещением разновозрастных горных масс. Эти особенности наибо-

лее концентрированно проявлены в коровом континентальном слое. Геологические наблюдения, лабораторные эксперименты и физическое моделирование выявляют определяющую роль вязких движений и позволяют при описании геологических явлений использовать законы гидромеханики.

Циклическое и неуклонное наращивание во времени континентальной коры за счет океанической, эволюция размещения сегментов с океаническими и континентальными типами разрезов литосферы, а также данные об отсутствии единого астеносферного горизонта, который образует лишь разобщенные астенолинзы, объективно отражают дифференцированные движения всей толщи литосферы вблизи свободной поверхности планеты.

Морфоструктурное разделение Земли выражено прежде всего определенным рисунком размещения сегментов с океаническим и континентальным типами вертикального разреза ее коры. Океанические сегменты, занимающие во всей геологической истории большую часть поверхности Земли, являются не только выступами верхней мантии, но и областями ее истечения из глубинных оболочек; наблюдаемый в их пределах на глубинах 4—7 км от поверхности дна сейсмический раздел Мохоровичча соответствует основанию зоны массовой гидратации мантийных пород. Эти массы и покрывающие их чехлы вулканогенно-осадочных образований сложены комплексами с плотностью меньшей, чем у неизмененных пород верхней мантии, и находятся в состоянии положительной плавучести относительно последних.

Геологические процессы, обусловленные протекающей со временем аккреции планеты радиальной дифференциацией ее вещества в гравитационном поле, вызывают пульсационно-циклические движения мантийных масс. Вблизи поверхности Земли эти движения имеют в основном латеральную направленность, сложные переменную динамику и режим. Авторы рассматривают данную гипотезу как развитие мобилистских представлений А. Вегенера и считают, что она дает более глубокое содержание структурной эволюции и движению литосферы, чем концепция тектоники жестких литосферных плит.

А. В. Пейве, А. Л. Яншин, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер, М. С. Марков, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, Ю. М. Пущаровский, А. Е. Шлезингер и Н. А. Штрейс в коллективной работе «Становление континентальной земной коры Северной Евразии» приходят к выводу, что процессы созидания и развития континентальной земной коры не могут быть объяснены с позиций фиксизма. Подобная теория не учитывает латеральные тектонические перемещения разнородных блоков земной коры. Гипотеза тектоники плит также не объясняет становление и геологическую эволюцию структурно-вещественной мозаики глыб континентальной коры.

В основу составления тектонических карт должно быть положено время становления континентальной коры. Ее развитие проходит через три главные стадии: океаническую, переходную (островодужную) и континентальную. Каждая стадия характеризуется типоморфными рядами формаций. Среди различных способов и механизмов формирования континентальной коры выявляются главнейшие: автохтонный — с определяющей ролью метаморфизма и гранитиза-

ции формаций океанической и переходных стадий, и аллохтонный — путем тектонического скучивания пород палеоокеанических структур и фрагментов древних континентальных кор.

Авторами предлагается мобилистская концепция тектонической истории становления континентальной коры, в которой ведущим процессом является превращение океанической коры в континентальную; при этом совершаются сложные процессы тектонического скучивания и разрушения коры, идущие на фоне одновременно протекающих явлений эндогенной и экзогенной дифференциации вещества мантии и коры. На этой основе могут быть составлены тектонические карты разных масштабов, которые должны открыть новые пути не только для металлогенического анализа континентов, но и для решения рудогенетических проблем.

Все рассмотренные выше гипотезы эволюции Земли и, в частности, объяснение тектоно-магматических явлений, происходящих в пределах ее главных структурных элементов, связывали с внутриземными процессами.

Совершенно справедливо заключение Ю. А. Косыгина, что тектонические движения в земной коре и мантии могут вызываться внутриземными процессами и внешними космическими воздействиями. В первом случае можно говорить об обусловленности структурообразующих движений мантии в коровые движения, а во втором — правильнее считать, что такой обусловленности нет, так как земная кора и мантия в равной мере подвержены гравитационным космическим воздействиям и по отношению к ним выступают как единая масса.

Следует отметить, что гипотеза Б. Я. Личкова, которую затем принял Г. Н. Каттерфельд, базируется именно на космических данных. По представлениям этих исследователей, изменение скорости вращения Земли должно обязательно компенсироваться изменением равновесности в общей фигуре геоида и является одной из ведущих причин тектонической активности нашей планеты.

Ю. А. Косыгин отмечал, что движения по сверхглубинным разломам могут быть также связаны непосредственно с космическими воздействиями. Оригинальную новую геодинамическую модель в последнее время выдвинули П. Н. Кропоткин и В. Н. Ефремов. В ней учитываются астрономические факторы и новейшие гравиметрические данные, которые позволяют судить о распределении геостатического давления на уровнях поверхностях в верхних слоях мантии Земли. Максимумы давления протягиваются по Тихоокеанскому и Альпийско-Гималайскому поясам. Авторы считают, что если бы подкоровые движения возникали в связи с разностью этих давлений, то они имели бы направления от складчатых поясов к средним частям океанов, что противоположно доказанной кинематике литосферных плит.

Новые данные выявляют вариации размеров радиуса Земли с периодом 10—30 лет, с этими данными согласуется изменение суммарной энергии землетрясений на земном шаре. Астрономические материалы указывают на сокращение радиуса Земли на 0,5 мм в год в течение последних 3000 лет. П. Н. Кропоткин и В. Н. Ефремов

утверждают, что рассчитанная за период 1817—1981 гг. по вариациям продолжительности суток скорость горизонтальных движений плит согласуется по порядку величины с оценками спрединга и скоростями смещения по сдвигам и надвигам. С учетом всех указанных данных в качестве альтернативы предлагается новая геодинамическая модель, представляющая собой синтез пульсационной гипотезы В. А. Обручева и мобилизма.

По мнению Е. Е. Милановского, возможный ключ к пониманию тектонического развития и вулканизма в фанерозое — изучение процессов пульсации и расширения Земли.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МАГМАТИЗМА МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ

Образование главных структурных элементов земной коры — материков и океанов — обусловлено не только различным сочетанием эндогенных и экзогенных процессов, но и различным характером этих процессов. При этом к материкам следует относить не только сами материковые массы, включающие внутренние моря, но и окраинные структуры, органически с ними связанные.

Среди совокупных геологических процессов, определяющих эволюцию земной коры в течение всей геологической истории, следует выделять геосинклинальный (точнее, геосинклинально-платформенный, если учитывать все его закономерно сменяющие друг друга звенья) и рифтогенальный процессы. Последний отчелился от геосинклинального в конце палеозоя — начале мезозоя и стал с этого времени играть весьма существенную роль в формировании главнейших структур Земли.

Земной шар изучен очень неравномерно: до недавнего времени геологические наблюдения были сосредоточены главным образом в пределах материков, и только в последние десятилетия начались интенсивные исследования геологии океанов с широким развитием комплексных геолого-геохимических и геолого-геофизических работ.

Различия в общих выводах определяются, очевидно, не только недостаточностью фактических геологических данных, особенно по геологии океанов, но и различным методическим подходом. В ряде случаев определенными группами исследователей в основу геодинамических представлений кладутся умозрительные априорные гипотезы, отнюдь не вытекающие из всестороннего анализа фактических данных по геологическому строению материков и океанов.

В пределах океанических пространств (в географическом понимании этого термина) располагаются островодужные территории, которые, однако, нельзя причислять к океаническим структурам. Наиболее крупная область такого же строения занимает западную часть Тихого океана, значительно меньшие площади подобного характера приурочены к западной окраине Атлантического океана; малые по размерам подобные же территории зафиксированы в области Тетиса к западу от Средиземного моря.

Крайняя неравномерность в изучении поверхности Земли приводит к тому, что сколько-нибудь подробно эволюция процессов рудо-

образования прослеживается лишь в пределах материков. Рассмотрение структур материевой части земной коры позволяет выделить в их пределах древние докембрийские платформы и различные по возрасту складчатые геосинклинальные сооружения фанерозоя. Рубеж между образованием этих разнотипных структур, резко отличающихся как по характеру структурных форм, так и по совокупности геологических процессов периода их образования — важнейшая веха в истории геологического развития Земли.

Выделивший впервые эти главнейшие этапы развития земной коры Г. Штилле назвал их протогеем и неогеем. Впоследствии он разделил протогей на протогей и дейтерогей. Используя термины, обычно употребляемые в советской геологической литературе, мы называем эти мегахроны археохроном, мезохроном и неохроном. Дальнейшие, более дробные подразделения можно и нужно производить лишь в пределах этих главнейших этапов развития земной коры.

Резкие структурные отличия древнейших комплексов Земли, характеризующихся «овоидной» тектоникой архея и частично протерозоя, существенно отличающихся от более молодых линейных структурных форм, подмечены даже в работе по сравнительной планетологии («Очерки сравнительной планетологии», 1981, с. 18). Этот весьма важный структурный рубеж, по-видимому, близок к концу формирования древних платформ и заложению резко отличающихся геосинклинальных систем фанерозоя. Формирование геосинклинальных систем неохрона, как справедливо отмечает В. Е. Хайн, началось в позднем пртерозое около 1000—1200 млн. лет назад, иногда раньше (1300—1400 млн. лет назад). Е. М. Лазько, проанализировавший материал по Советскому Союзу, считает, что средний возраст этого важнейшего рубежа около 1200 млн. лет.

Замыкание грандиозного среднепротерозойского Кибарского пояса Африки, пересекающего по диагонали значительную часть юга континента, в основном завершилось 1000 млн. лет назад, а древнейших структур центральной части Южной Америки 1200 млн. лет назад. Докембрийские структуры Австралии кратонизировались 1400 млн. лет назад; формирование устойчивой Восточно-Европейской платформы в основном завершилось после активных карельских движений (около 1700 млн. лет назад). Таким образом, в разных частях Земли формирование древних платформ происходило в существенно различное время. Следует отметить, что возраст подобных крупных рубежей в различных регионах различен, и мы можем говорить лишь о некоторых средних цифрах. В некоторых поясах неохрона выявляется даже унаследованность развития от раннего—среднего пртерозоя.

Более древние образования мезохрона, имеющие исключительно важное значение в формировании рудных богатств Земли, слагаются комплексами нижнего и среднего пртерозоя. Среднему пртерозою мы придаём значительно более широкие возрастные рамки, чем это делается в советской геологической шкале 1964 г., где его объемдается лишь в интервале 1600—1900 млн. лет, что плохо согласуется с тектонической периодизацией и особенно с металлогеническими данными; совсем неудачной нам представляется ликвидация вообще

среднего протерозоя. От верхней границы (1200 млн. лет) до нижнего рубежа с нижним протерозоем, которую лучше всего датировать средним значением в 1800 млн. лет, протекает значительный период (600 млн. лет), мало отличающийся от других подразделений протерозоя. Нижней границей нижнего протерозоя, входящего также в мезохрон, следует, по-видимому, считать границу между протерозоем и археем (2500—2700 млн. лет). Древнейший этап геологического развития Земли включает поздний архей и катархей. Нижняя его граница на основании данных сравнительной планетологии условно датируется цифрами, близкими к 4500 млн. лет. Более древние этапы становления Земли относятся уже к докембрийскому периоду ее развития.

Докембрийская история земной коры, охватывающая два древних мегахрона (археохрон и мезохрон), хотя и весьма продолжительная (более 3 млрд. лет), не отличается сложностью и напряженностью тектонических процессов. Немногочисленные геотектонические циклы этого огромного промежутка времени, в отличие от более позднего этапа, характеризуются чрезвычайной продолжительностью. В процессе древнейших движений возникают в целом относительно простые, большей частью брахиформные либо неправильные по общим очертаниям структуры, что дает право некоторым исследователям говорить об особом состоянии земной коры, слишком к пластичному. Лишь в мезохроне, особенно позднем, в ряде случаев образуются уже линейные структуры. Изучение древнейших разрезов выявляет обычно элементарные геосинклинальные циклы с преобладанием вулканогенных образований в низах разрезов, постепенным их вытеснением сначала терригенными, а затем терригенно-карбонатными и карбонатными образованиями. Общая мощность древних разрезов велика, но с учетом огромных временных интервалов их формирования следует прийти к выводу, что накопление древних вулканогенно-осадочных образований было относительно медленным.

Вертикальная дифференцированность разрезов археохрона и мезохрона сочетается с латеральным однообразием разрезов, и эта особенность отличает их от разрезов подвижных зон неохрона. Археохрон характеризуется также отсутствием четко выраженных стабильных структур; именно поэтому В. В. Белоусов называет археохрон пангеосинклинальной (пермобильной) стадией.

Весьма важны для понимания особенностей геологических процессов и металлогении ранних этапов развития Земли работы Б. Г. Лутца. Он пишет: «Исследование метаморфизма раннедокембрийских гранулитовых комплексов приводит к выводу, что в это время геотермический градиент примерно соответствовал современному геотермическому градиенту в активных поясах. Но сама геотерма в коре была сдвинута в область высоких температур. Последнее обстоятельство можно связать не с усилением тепловых режимов глубоких недр, а с высокой температурой поверхности Земли, которая по своему характеру могла приближаться к венерианской, т. е. иметь тяжелую горячую атмосферу с исключительно сильно выраженным парниковым эффектом, с усиленной активностью экзогенных

поверхностных процессов. В это же время эндогенная глубинная активность была очень мала» [11, с. 231].

Изучение древних платформ в различных участках земной поверхности выявляет некоторые важные общие закономерности. Должна быть выделена эра (ассинская, по Г. Штилле, рифейская, по Н. С. Шатскому), возрастные рамки которой определяются интервалом времени около 700 млн. лет (может быть, несколько больше). Именно эта эра является длительным этапом становления древних платформ и, естественно, включает ряд тектонических эпох, различных в разных частях Земли. При этом устойчивые платформы формируются раньше, а образование подвижных платформ затягивается, в ряде случаев значительно.

Геологические особенности древнейших этапов археохона и мезохона определяют существенные различия в металлогении этих двух древних мегахронов от более молодого этапа эволюции Земли. Для обоих древних этапов характерно развитие железистых кварцитов и роговиков. Эти чрезвычайно важные в экономическом отношении образования, заключающие главную часть запасов железных руд Земли, формировались в течение огромного периода (примерно 2,5 млрд. лет), охватывающего большую часть археохона и мезохона. При достаточно ясной эволюции их формационных типов некоторые разности их похожи друг на друга. Так, месторождения вулкано-кремнистой Киватинской формации, характерной для археохона, в ряде случаев весьма сходны с насыщенными вулканитами разностями таконитовой формации, типичной для верхов мезохона. Также сходны хромитовые месторождения, приуроченные к формации гарцбургит-ортопироксенит-норитовых интрузивов консолидированных областей, встречающиеся в образованиях археохона и мезохона, а также некоторые месторождения марганца и редкометальные пегматиты.

Сходные особенности двух древних мегахронов Земли обуславливают повторяемость в их пределах некоторых тектоно-металлогенических событий. Так, древнейшие золоторудные образования юга Африки, связанные с зеленокаменными комплексами и имеющие возраст более 3 млрд. лет, сочетаются с более молодыми золотоносными конгломератами Витватерсранда, самыми крупными золоторудными месторождениями мира, которые начали формироваться уже на рубеже археохона и мезохона (около 2800 млн. лет назад). Подобное же сочетание эндогенных золоторудных образований наблюдается и в пределах Западно-Африканского кратона, но уже на значительно более высоком стратиграфическом уровне. Здесь золоторудные месторождения, залегающие в комплексах биримия (нижний протерозой), сочетаются с золотоносными конгломератами (Тарква и др.), приуроченными уже к среднему протерозою. Таким образом, аналогичные либо близкие металлогенические события разделены более чем на 1 млрд. лет.

Современная эндогенная металлогения — металлогения материалов. Как подчеркивает В. И. Смирнов, «в структурах дна океана развиты исключительно базальтоидные формации магматических пород альпийского этапа геологической истории. Никаких реальных

месторождений полезных ископаемых в них пока не выявлено» [24, с. 75]. Несмотря на то что в пределах океанических пространств проведен большой объем дренажных работ и бурения океанического дна, общий вывод В. И. Смирнова полностью сохраняет свою силу.

Еще Г. Штилле отмечал, что резкая латеральная неоднородность внутри земной коры заключается в противоположности сиалических континентальных блоков и симатического основания океанских глубин. Поэтому фундаментальную проблему тектоники составляет проблема пространственной концентрации сиала в крупные континентальные блоки. Эта проблема становится еще более актуальной с учетом того, что эндогенное оруденение практически развито лишь в пределах материковых масс.

В целом, кора гранитоидного характера сформировалась раньше базальтоидной. Наиболее древние породы на нашей планете (возраст около 4 млрд. лет) выявлены в кислых сиалических массах на континентах. Океаническая кора, судя по многочисленным определениям радиологического возраста базальтов океанического дна, сформирована в мезозое и кайнозое, во всяком случае в своей абсолютно преобладающей части. Подобные же соотношения выявляются и на других планетах земной группы, например на Луне и на Марсе. «Континентальная» кора Луны сформировалась 4,6—4,0 млрд. лет назад, в то время как «морская» значительно позже — 3,8—3,3 млрд. лет назад. Согласно существующим представлениям, в верхней мантии Земли выплавляются силикатные расплавы, существенно отличающиеся по составу от исходного ультраосновного субстрата. Поведение различных химических элементов в этом процессе носит резко дифференцированный характер.

Б. Г. Лутц, как и многие другие геохимики, пришел к выводу, что только петрологический подход к анализу магматических процессов не дает необходимого эффекта. В дальнейшем, вслед за Д. Х. Грином и А. Е. Рингвудом, Б. Г. Лутц при анализе генезиса базальтовых магм выделил группы когерентных и некогерентных химических элементов. Поведение первой группы определяется качествами относительной тугоплавкости-легкоплавкости и подчиняется механизму селективного плавления и кристаллизационной дифференциации, элементы второй группы накапливаются в магматических продуктах многократно. Их поведение не может быть объяснено указанным выше механизмом и связывается с режимом флюидных газообразных веществ. Важно подчеркнуть, что именно с ними связывается и абсолютно преобладающая часть рудных компонентов магматических расплавов. Б. Г. Лутцем была создана гипотеза мантийного кислотного выщелачивания некогерентных элементов резко восстановленными кислотными флюидами.

Идеи газового переноса элементов и «фильтрующихся колонн» высказывались многими исследователями с начала нынешнего века. В последнее время подобные идеи развивались Д. С. Коржинским в концепции трансмагматических растворов. Эти растворы — продукты глубокой дегазации мантийного вещества — не только провоцируют появление магматического расплава с определенными петрохимическими свойствами, но и создают эффективную флюидопроводящую

зону, в которой может длительно существовать восходящий поток сквозьмагматических растворов. Близкое содержание вкладывалось Ю. А. Кузнецовым в представления об «интрапеллурических потоках». Эти идеи перекликаются также с представлениями А. В. Виноградова о глобальной дегазации Земли; в последние годы эти положения обсуждались ведущими петрологами нашей страны. Б. Г. Лутц подчеркивает, что при дегазации мантийного вещества происходит вынос целого ряда элементов, в том числе щелочей и кремнезема. Проникновения таких растворов на широком фронте в земную кору маловероятны, в данном случае естественнее всего предполагать локализованное проникновение флюидного потока, приуроченного к зонам глубинных разломов.

Таким образом, концепция Б. Г. Лутца находится в общем русле петрологической мысли. Суть его концепции кислотного выщелачивания заключается в том, что ювенильные подкоровые растворы, обогащенные восстановленными формами летучих компонентов, прежде всего водородом, обладают высокой кислотностью; реагируя с породами мантийного субстрата, они выщелачивают элементы, занимающие в ряду кислотно-основных свойств наиболее щелочную позицию. В результате процесса кислотного выщелачивания растворы экстрагируют и обогащаются некогерентными элементами. Так как с глубиной окислительный потенциал кислорода падает, а восстановленность мантийных флюидов возрастает, то и процесс кислотного выщелачивания усиливается. Следовательно, наиболее щелочные магмы являются и наиболее глубинными. Кроме того, с увеличением глубины генерации магм отношение близких по свойствам некогерентных элементов смещается в сторону более щелочного, что может служить указателем и мерой глубинности очагов генерации магмы.

Современная вулканическая деятельность связана в основном с двумя типами активных структур земной коры: 1) мировой системой океанических рифтов, общая протяженность которых оценивается примерно в 90 тыс. км; 2) современными геосинклинальными структурами (островными дугами) Тихоокеанского кольца и частично пояса Тетис.

В одной из последних обобщающих работ Н. С. Шатский, рассматривая особенности северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, входящего в пределы Советского Союза, назвал эту территорию «живой геосинклинальной областью, не завершившей в настоящее время своего развития». Этот вывод получил широкое распространение и признание. Г. М. Власов назвал островные дуги моделями геосинклинальных систем.

Б. Г. Лутц пишет: «Сравнение продуктов континентального и океанического вулканизма на Земле приводит к выводу, что появление и рост континентальной коры тесно связаны с глубинной дегазацией земного вещества и с процессом плавления и дифференциации мантийного вещества в потоках глубинных флюидов. Этот процесс интенсивно протекает на ранних этапах геологической истории и постепенно стихает. Океанический же базитовый вулканализм обязан процессу плавления мантийного вещества без особого притока флюи-

дов. Поскольку этот процесс связан с постепенным накоплением тепла в результате распада радиоактивных элементов, то проявляется много позже» [11, с. 208].

Механизм магмообразования, характерный для континентальных масс, обеспечивает большую дифференцированность магматических продуктов, образующихся в пределах материков. Здесь развиты породы от ультраосновных до ультракислых и щелочных. Комплексы различных магматических пород обычно интенсивно дифференцированы. Для океанических структур типичен значительно более ограниченный ряд дифференциатов основных-ультраосновных пород и основных пород со щелочным уклоном. В. И. Смирнов в ряде работ подчеркивал, что рудоносными являются интенсивно дифференцированные магматические комплексы, и поэтому почти полное отсутствие эндогенных месторождений в пределах океанов находит естественное объяснение в геохимических исследованиях Б. Г. Лутца.

Выводы Б. Г. Лутца весьма расширяют возможности металлогенического анализа как в пределах всей земной коры в целом, так и в ее крупных структурных элементах. Однако в ряде случаев к геохимическим данным, которые он приводит при характеристике самих магматических пород, типичных для того или иного тектонического режима, необходимо добавить рудно-геохимические материалы по месторождениям, которые ассоциируются с теми или иными магматическими комплексами. Так, например, основные вулканиты, характерные для океанического эндогенного режима, во многих случаях весьма сходны с аналогичными образованиями, типичными для платформенного эндогенного режима (трапповые серии), однако рудно-геохимические особенности их достаточно резко индивидуальны. С толеитовыми базальтами океанов и их более щелочными разновидностями ассоциируют лишь мелкие и мельчайшие пункты эндогенной рудной минерализации, в то время как с траппами континентов, во многих случаях достаточно интенсивно дифференцированных, связаны многие промышленные месторождения: карбонатиты, алмазоносные кимберлитовые трубки, различные типы железорудных месторождений, сульфидные медно-никелевые месторождения. Однако не только эндогенные месторождения, но и даже относительно обширные поля измененных пород, с ними связанные, весьма незначительны по размерам по сравнению с полями развития самих магматических образований. Поэтому необходимы дальнейшие исследования с целью выявления четких и бесспорных отличий серий основных пород, характерных для океанического и платформенного режимов. Следует также отметить, что вывод об исключительно молодом (мезойском и кайнозойском) возрасте вулканитов океанических структур может измениться в результате дальнейших исследований.

Весьма большое значение для понимания геологического строения дна океанов, формирования океанических впадин, а следовательно, металлогенических особенностей океанических структур имеют исследования Г. Б. Удинцева и его коллег. Еще в коллективной работе 1969 г. «Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов» было подчеркнуто важное значение рифтового процесса в развитии земных оболочек. Этот процесс, на-

званный авторами рифтогенальным, сопоставим по значению с геосикинальным и играет особую роль в формировании молодой коры океанического типа.

В области континентального шельфа и склона, в пределах так называемых окраин пассивного (атлантического) типа установлены значительные (до 10 км) погружения относительно древних (допозднеюрских и дораннемеловых) и молодых поверхностей континентов. Особенно убедительные результаты в этом отношении дают данные глубоководного бурения. Обычно погружение подводных окраин происходило путем постепенного перегиба континентальной флексуры, осложненной сбросами (восточная окраина Северной Америки, северный склон Бискайского залива). Во многих местах, однако, погружение континентальных окраин происходило путем дифференцированных движений блоков, отделенных от континентального массива и разделенных между собой сбросами, грабенами и рифтами (побережье Африки и Австралии). Было выявлено, что платобазальты, характерные для океанов, перекрывают как осадочные толщи континентальных окраин, так и нижние части склонов срединно-океанических хребтов, а регулярное чередование линейных магнитных аномалий различной полярности характерно только для последних. Было выявлено также резкое возрастание амплитуды аномального магнитного поля в краевых пограничных зонах между океанами и континентами. Эти явные признаки неоднородности структуры дна океанов приводят авторов к следующим главным выводам. Формирование океанических котловин протекало в результате активности не одного какого-то тектонического процесса, а совокупности нескольких. Процесс рифтогенеза, по-видимому, может считаться ответственным за формирование структуры лишь срединно-океанического хребта. По обеим сторонам от него развитие впадины океана происходило в результате процесса деструкции и погружения континентальных окраин. Этим двум процессам сопутствовало формирование базальтовых траппов и интрузий в области флексур как континентальной, так и у подошвы срединно-океанических хребтов.

Положение первоначальной границы «океан—континент», вероятно, маскируется сейчас базальтовыми покровами фундамента котловин. Кажется весьма вероятным, что эта граница мигрировала от оси первичного рифта к современному подножию континентальных склонов, отмечая прогрессирующее развитие молодой коры рифтогенального типа и деструкцию погруженных континентальных окраин, отступающих в глубь континентов [32, с. 160].

В областях перехода от континентов к океанам, которые, к сожалению, мы еще не можем очертить достаточно точно, возможны блоки-отторженцы, которые, находясь в пределах океанов, обладают металлогеническими особенностями континентальных масс. Именно такой блок, вероятнее всего, выявлен в Галапагосской зоне разломов к западу от северной оконечности Южной Америки, где установлена значительная площадь полиметаллической минерализации.

Переходя от характеристики металлогенических периодов к описанию металлогенических этапов, В. И. Смирнов подчеркивает, что их «число нарастает от одного до шести, от наиболее древних к

юным периодам» [25, с. 9]. Это нарастание тектонической активности и сопутствующих им металлогенических процессов является, по-видимому, одной из весьма важных черт тектонической жизни Земли и развития эндогенного рудообразования в геологической истории. В. И. Смирнов подчеркивает, что наиболее древний этап существования земной коры (гренландский, возраст 3800 млн. лет) безруден. Этот вывод достаточно определенно намечает нижнюю границу развития эндогенного рудообразования.

Особого обсуждения требует этап, именуемый В. И. Смирновым готским (возраст 1800—1500 млн. лет). В этот период завершили формирование многие древние докембрийские платформы и заложились новые геосинклинальные системы неохрона. По-видимому, готский этап должен быть заключен в более широкие возрастные рамки. В тектоническом плане он отвечает эре весьма существенной перестройки земной коры и в различных частях Земли проявляется весьма по-разному. В Австралии, например, к этому этапу развития относятся активные тектонические движения, интенсивные метаморфические преобразования и завершение формирования весьма известных колчеданно-полиметаллических месторождений; в Африке около 1000 млн. лет назад завершилось развитие кибарида, происходило формирование гранитов и связанных с ними оловянных и радиоактивных месторождений Центрально-Африканской рудной провинции. В Южной Америке уже завершилась кратонизация Бразильского щита и начались процессы тектономагматической активизации, связанные уже с развитием геосинклинальных систем неохрона.

Во многих случаях, как это справедливо отмечает В. И. Смирнов, мы вправе говорить о «тектоническом антракте» и поэтому в областях затухания тектонических движений в относительно стабильных участках докембрийской платформы не происходит формирования эндогенных месторождений.

Мы пока не можем ответить на ряд кардинальных вопросов строения и петрологии океанов: однородна либо гетерогенна мантия под океанами, чем она сложена, каков состав и условия образования первичных магматических расплавов в глубинах Земли под океанами, эволюционируют ли океанические базальты по составу в ходе геологической истории, каковы главные этапы формирования океанов и каков механизм их образования.

Объем и эффективность различных геологических, в том числе и петрологических, исследований в акваториях Мирового океана быстро возрастают, что дает возможность сделать первые обобщения. Одна из основных задач в этой области заключается в разработке проблемы связи тектоники и магматизма океанов.

В ряде работ подчеркивается необходимость широко использовать при изучении ассоциации изверженных пород океана формационный анализ, успешно применяемый при исследовании магматизма континентов.

В пределах островных дуг и континентальных окраин широко распространены породы андезитовой серии. Петрографические признаки позволяют рассматривать этот тип магматизма как, в основном, коровый. Андезиты обычно содержат включения сиалического корового

субстрата (граниты, мигматиты, гнейсы и др.) и рассматриваются в качестве продуктов взаимодействия базальтовой магмы с материалом земной коры материкового типа. Интересно выявленное А. Миширо увеличение мощности земной коры островных дуг и активных континентальных окраин при возрастании роли андезитов в вулканических сериях (рис. 6).

Х. Куно проследил в вулканитах Японии переходы от пижонитовых базальтов к сменяющим их во времени гиперстеновым базальтам, андезито-базальтам и андезитам; в последних всегда выявляются включения сиалических пород. Однако имеются породы андезитового состава и другого типа — исландиты. Они известны в пределах океанических стабильных зон, образуются в незначительном количестве, обычно ассоциируются с толеитовыми базальтами и генетически связаны с ними.

«Единственно приемлемой гипотезой, объясняющей особенности состава и глобальную приуроченность андезитовой формации к активным окраинам и складчатым областям континентов может быть только гипотеза плавления вещества нижних частей земной коры в восходящих потоках интрателлурических растворов и энергии... Смена во времени океанического вулканизма островодужным свидетельствует о перемещении очагов магмаобразования из мантии в земную кору» [12, с. 19].

О. А. Богатиков и Ю. И. Дмитриев подчеркивают, что «типоморфность ассоциаций магматогенных пород островных дуг выражается вполне отчетливо, и соответствующие стратиграфические и петрохимические критерии с успехом применяются для определения структурно-тектонической принадлежности комплексов изверженных пород в спорных случаях» [13, с. 6].

Один из весьма актуальных вопросов как петрологии океанических кристаллических пород, так и металлогении океанов — выяснение генетической природы гранитоидов, известных в пределах океанов. В ряде краевых морей (Восточно-Китайском, Японском, Охотском) установлена принадлежность развитых в их пределах кислых пород к формациям континентальных окраин. Однако кислые породы в ряде мест обнаружены внутри так называемой андезитовой линии, и их происхождение требует дальнейшего выяснения. В ряде работ статистическая обработка петрохимических данных приводит исследователей к выводу, что кислые породы собственно океанов — неотъемлемые члены океанических магматических серий.

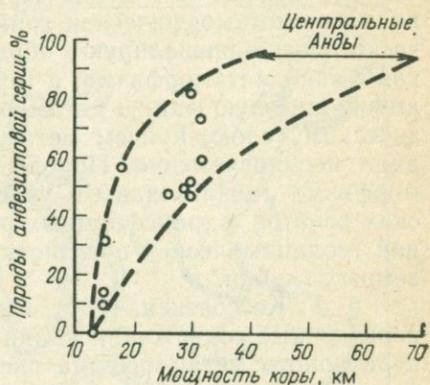


Рис. 6. Соотношение между мощностью земной коры и количеством пород андезитовой серии в вулканизме островных дуг и активных континентальных окраин (по А. Миширо, 1977)

Весьма важны сведения о наличии в океанической литосфере таких пород, как анортозиты. По данным О. А. Богатикова, М. К. Суханова и А. А. Цветкова, эти породы частично входят в состав расслоенных габброидных интрузий, а частично представляют собой реликты погруженных блоков материковой земной коры.

Метаморфические породы океана изучены значительно слабее, чем породы магматических серий. В разрезе океанической коры выявляется метаморфическая зональность. В породах второго геофизического слоя превалируют образования цеолитовой и зеленосланцевой фазий метаморфизма, а метаморфические породы, претерпевшие амфиболитовую фацию метаморфизма, приурочены к третьему геофизическому слою, причем метаморфические преобразования происходили неодновременно. Породы эпидот-амфиболитовой стадии метаморфизма локализованы в участках пересечения срединно-оceanических хребтов и трансформных разломов, в условиях более напряженной геодинамической обстановки и повышенного потока флюидов из земных глубин.

А. Г. Коссовская, И. М. Симанович и В. Д. Шутов считают, что повышенные содержания калия и кремнезема в процессах низкотемпературного метаморфизма океанических базальтов уже знаменуют их «эмбриональную» континентализацию.

На основании тщательного петрографического изучения и физико-химического анализа вулканических пород, Т. И. Фролова и Л. Л. Перчук приходят к важному выводу о том, что в конечном счете особенности вулканических серий океанических островов связанны, помимо глубины выплавления исходных магм, с геодинамической обстановкой, с вариациями режимов «сжатия—растяжения» и со степенью жесткости субстрата, что определяет его способность образования глубинных расколов. Существенны различия в особенностях вулканизма Тихого океана, с одной стороны, и Атлантического и Индийского — с другой. Помимо более высокого уровня щелочности, характерного для Атлантического сегмента Земли, именно к этим океанам в основном приурочены вулканиты с повышенным содержанием калия, в то время как для Тихого океана характерен натриевый профиль магматизма. Авторы подчеркивают, что многие из океанических островов произошли в результате деструкции прилегающих континентальных масс и, следовательно, петрологические их особенности распространяются и на прилегающие части континентов. Важные петрологические обобщения Т. И. Фроловой и Л. Л. Перчука, увязанные с геодинамической обстановкой становления магматических комплексов, в значительной мере подкрепляют необходимость выделения Тихоокеанического и Атлантического сегментов Земли, что имеет важное металлогеническое значение.

Наряду с четкими отличиями составов островодужных и океанических вулканогенных комплексов, определено свидетельствующих о различиях как магмообразующих субстратов, так и условий их плавления, в зоне перехода от океанических структур к островодужным на внешней стороне глубоководных желобов формировались вулканиты с признаками как океанической, так и островодужной специфики.

Эти данные противоречат одному из основных тезисов новой глобальной тектоники, согласно которому базальтоидные комплексы внешних склонов глубоководных желобов перемещены сюда в процессе движения литосферных плит от места их формирования в рифтовых зонах срединно-оceanических хребтов. Известны различные типы островодужных структур. Наиболее выдвинутые в океан острова-

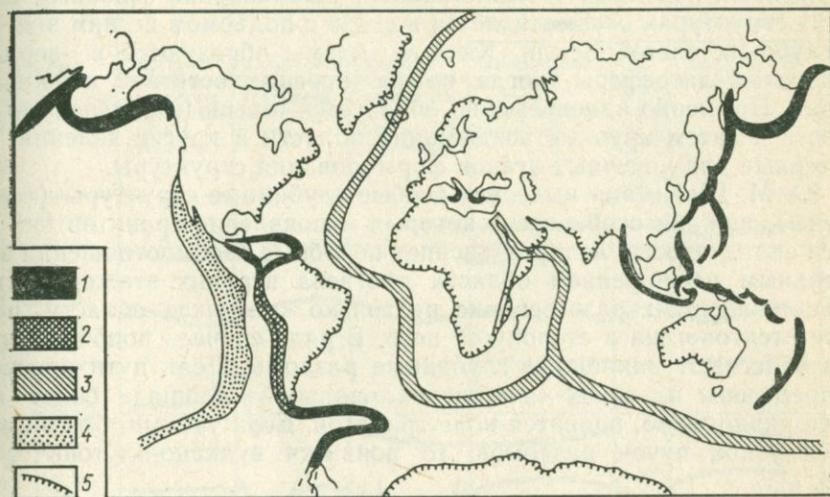


Рис. 7. Схема расположения островных дуг и срединных хребтов:
1 — островные дуги; 2 — Андийская область; 3 — срединные хребты; 4 — Восточно-Тихоокеанское поднятие; 5 — побережья атлантического типа

ные дуги, по данным Б. Г. Лутца и Э. П. Пополитова, сложены в основном метаморфизованными толентами океанического ложа, в то же время некоторые островные дуги явно образовались на континентальной сиалической коре, разрушенной в процессе формирования. Генезис основных и кислых островодужных магм, как это четко показано некоторыми исследователями, связан с плавлением предварительно «гранитизированного» вещества верхней мантии и низов меланократового фундамента островных дуг. Таким образом, в ряде случаев островные дуги проходили стадию «континентализации». Выявлено также, что образование пород шошонитовых ассоциаций связано с ассилияцией глубинным пикротовым расплавом «гранитно-метаморфических» пород сиалического основания островных дуг; их развитие может служить индикатором степени зрелости цоколя островной дуги.

Ю. М. Шейнманн показал, что наиболее подвижные структуры океанов — срединно-оceanические хребты и связанные с ними трансформные разломы — «избегают» ныне развивающихся геосинклинальных структур (островных дуг) и тяготеют к уже консолидированным зонам с атлантическим типом побережий (рис. 7). Это еще раз свидетельствует о принципиальных отличиях материковой и океанической частей нашей планеты. Современные островодужные области,

которые в ряде случаев переходят в молодые подвижные зоны материков (см. рис. 7), должны причисляться к материковой части Земли, в которой процессы «континентализации» еще не завершились. Геосинклинальные области характеризуются наличием глубинных зон контрастных движений и резко повышенного теплового потока. Это своеобразные энерговоды, которые могут быть значительно шире расположенных над ними геосинклиналей. Выплавление основных магм в этих структурах осуществляется в связи с подъемом по ним энергии из глубоких частей Земли. Кислые магмы образуются в верхних горизонтах литосферы, когда поток энергии достигает небольших глубин. Примерно одновременно образуется геосинклинальная складчатость и затем крупные воздымания области и другие явления, характерные для конечных этапов формирования структуры.

Ю. М. Шейнманн выделяет особые глубинные структуры (текtonогены), важная особенность которых — появление гранитов вне области складчатости. Автор объясняет подобные взаимоотношения значительным расширением области прогрева верхних этажей земной коры; происходит разогревание не только «потолка» области, но и частей тектоногена в сторону от него. В ряде случаев подобный прогрев облегчают наклонные глубинные разломы. Если пути прогрева распределены на такой «внегеосинклинальной» площади более или менее равномерно, появится поле гранитов. Если такими путями окажется узкий пучок разломов, то появится вулкано-плутонический пояс.

Характерный пример «площадного» распространения мезозойских гранитов вне зоны мезозойской складчатости — граниты Забайкалья, далеко уходящие к северо-западу от области собственно мезозойской геосинклинальной складчатости. Грандиозный Чукотско-Катаятский вулкано-плутонический пояс, расположенный на востоке Азиатского материка и окаймляющий зону мезоид с востока, является показательным примером приуроченности магматического комплекса к системе (сближенному «пучку») глубинных разломов.

Ю. М. Шейнманн выделяет два типа магмообразования, которые вне зависимости от состава магмы идут «в корне различными путями». Для первого типа причиной плавления в условиях глубинного тектонического покоя могут быть лишь проникающие сюда разломы. В связи с падением давления в пределах локальных участков, куда проникли глубинные разломы, осуществляется плавление. Дополнительных, сколько-нибудь значительных потоков энергии из глубин в данном случае нет.

Иначе магматические процессы осуществляются в пределах тектоногена. Прежде всего, глубина их зарождения по крайней мере в 2—3 раза превышает глубину внегеосинклинальных магм; их очаг независим от разрывов, происходящих в коре, и магмообразование в этих условиях связано с притоком глубинной энергии. Те же соотношения сохраняются и для высоких горизонтов тектоногена, где происходит формирование кислых магм.

Подводя итог, Ю. М. Шейнманн подчеркивает, что в первом случае тектонические процессы облегчают плавление и создают условия для продвижения расплавов к поверхности; в этом случае нет сколь-

ко-нибудь значительного повышения энергетического уровня за счет энергии глубин. Это «внегеосинклинальный процесс» относительного покоя, и тектоника здесь играет роль подсобного фактора. Во втором случае плавление обусловлено энергией глубинных процессов и, таким образом, тектоника здесь — активный определяющий процесс (в дальнейшем она определяет возможность и пути подъема магмы).

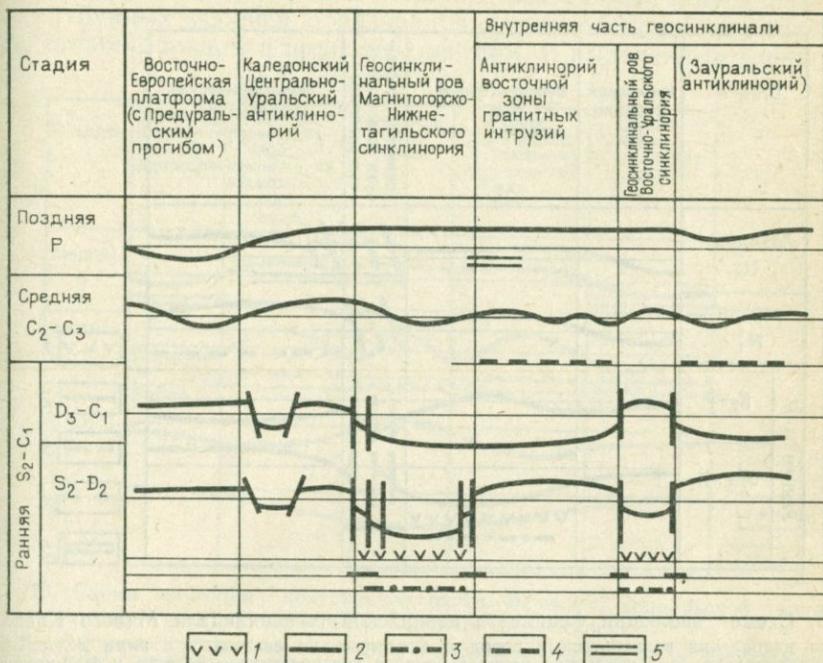


Рис. 8. Схема эволюции Уральской герцинской геосинклинали:

1 — зоны накопления раннегерцинских вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчедановых месторождений; 2 — зоны внедрения раннегерцинских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними магматических месторождений хрома, титаномагнетитов и платиноидов; 3 — зоны внедрения раннегерцинских плагиогранитов и сиенитов и формирования связанных с ними скарновых месторождений руд железа и меди; 4 — зоны внедрения среднегерцинских гранитоидов и формирования связанных с ними скарновых месторождений железа, пегматитов и гидротермальных руд золота, мышьяка и вольфрама; 5 — зоны внедрения позднегерцинских малых интрузий

Таким образом, по Ю. М. Шейнманну, есть магмы активных и глубоко закладывающихся областей, весьма энергоемкие и магмы областей относительного тектонического покоя.

Это положение представляется автору определяющим моментом в развитии глубинной геологии. Важно подчеркнуть, что по классификации Ю. М. Шейнманна в одну группу попадают магматические процессы, связанные со срединно-океаническими хребтами и траппово-ыми полями платформ; они относятся к структурам относительного тектонического покоя и им противопоставляются структуры геосинклинальных областей (тектоногены).

Во всех подобных работах дается обобщенная характеристика главнейших структурных элементов земной коры и главнейших ста-

дий их развития; подобные идеализированные схемы в чистом виде не реализуются, и различные крупные области земной коры характеризуются определенными типами региональных структур. Их классификация, учитывающая определяющие черты, позволяет оконтуривать петрографические и металлогенические провинции и, следовательно, является весьма важной не только в теоретическом, но и в практическом отношении.

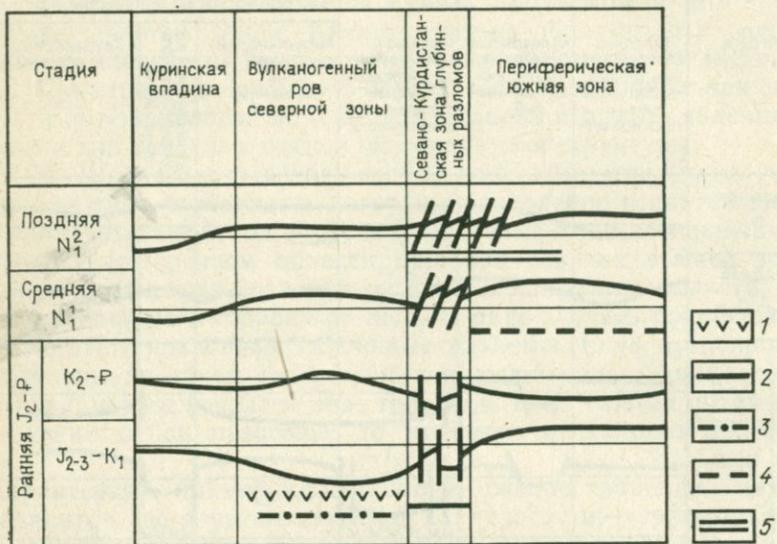


Рис. 9. Схема эволюции фрагмента альпийской геосинклинали Малого Кавказа:
 1 — зона накопления вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; 2 — зона внедрения раннеальпийских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними магматическихрудопроявлений хрома, никеля, платины, магнезита и асбеста; 3 — зона внедрения раннеальпийских плагиогранитов и формирования связанных с ними месторождений и рудопроявлений железа, кобальта и меди; 4 — зона внедрения гранитоидов и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений меди и молибдена; 5 — зона внедрения позднеальпийских малых интрузий и формирования сопровождающих их гидротермальных месторождений руд золота, сурьмы, ртути и мышьяка (реальгара)

Особо важное значение в связи с этим имеет классификация типов геосинклиналей, выдвинутая В. И. Смирновым [22, 25]. Автор подчеркивает, что определяющее значение в отнесении геосинклиналей к тому или иному типу имеют две их особенности — прежде всего, интенсивность магматизма ранней, собственно геосинклинальной стадии развития, а также характер тектонического режима средней стадии, связанной с периодом главных фаз складчатости, протекающих либо по схеме обращенного, либо необращенного превращения геосинклиналей в складчатые области. В. И. Смирнов выделяет четыре типа геосинклиналей (рис. 8, 9, 10, 11). Весьма важно также, что охарактеризованы тектонические зоны геосинклиналей и показано упорядоченное размещение рудоносных формаций в контурах определенных элементов геосинклинальных систем: внутренних и периферических зон, геосинклинальных ровов, срединных массивов, передо-

вых прогибов, пограничных глубинных разломов и геосинклинальной рамы.

По степени послерифейской тектоно-магматической и металлогенической активизации В. И. Смирнов выделяет четыре типа древних платформ: интенсивно активизированные, активизированные, слабо активизированные и неактивизированные. В. И. Смирновым охарактеризованы комплексы полезных ископаемых в пределах четырех глубинных уровней образования: ультраабиссальном, абиссальном, гипабиссальном и приповерхностном. В выделенных зонах меня-

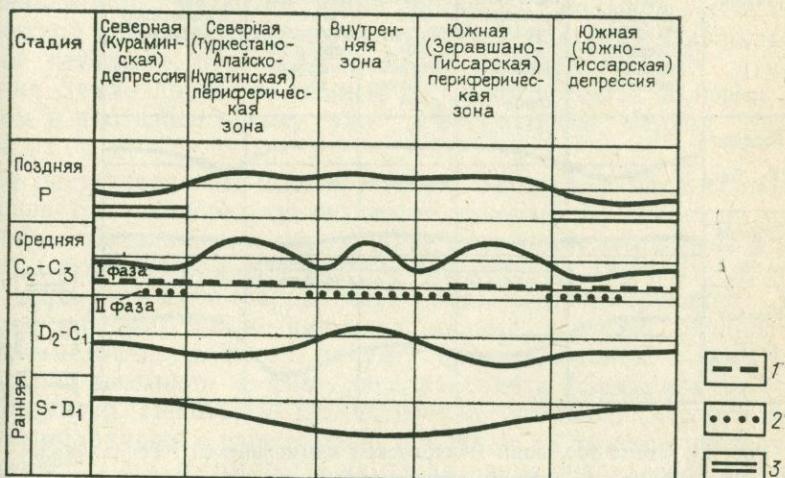


Рис. 10. Схема эволюции центральной части Фергано-Кокшаальской герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня:

1 — зоны внедрения гранитоидов повышенной основности и щелочности и формирования связанных с ними скарновых месторождений шеелитовых руд с молибденом, оловом и мышьяком; 2 — зоны внедрения кислых и крайне кислых гранитоидов и формирования связанных с ними пегматитовых и грейзеновых месторождений оловянных руд; 3 — зоны внедрения малых интрузий и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений свинца, цинка, мышьяка (арсенопирита), меди, висмута и флюорита

ются главнейшие физико-химические параметры, определяющие условия формирования месторождений: температура, давление, плотность, модуль сжатия, химизм среды образования.

В. И. Смирнов подчеркивает следующие определяющие моменты в формировании определенных групп рудных месторождений в пределах наиболее крупных структурных элементов земной коры: 1) типы геосинклиналей и платформ, 2) геологический возраст, 3) полнота проявления стадий развития, 4) распространение в их пределах определенных магматических и осадочных формаций горных пород, 5) глубина эрозионного среза. Кроме того, автор отмечает, что кроме тектоно-магматических факторов имеются и другие, природа которых еще неясна. Например, месторождения золота широко распространены в азиатской и западноамериканской частях планеты и локально выявлены в Европе и на востоке Америки, оловянные месторождения на территории СССР размещаются в основном к востоку от меридиана оз. Байкал.

В работе «Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование» В. И. Смирнов приходит к следующим основным выводам. Зона Беньофа, которая погружается от Тихого океана под материк Азии и трассируется гипоцентрами глубокофокусных землетрясений, гравитационными и магнитными аномалиями и изменениями теплового потока Земли, должна рассматриваться в качестве глубокопроникающего канала, обеспечивающего поступление в верхние зоны Земли

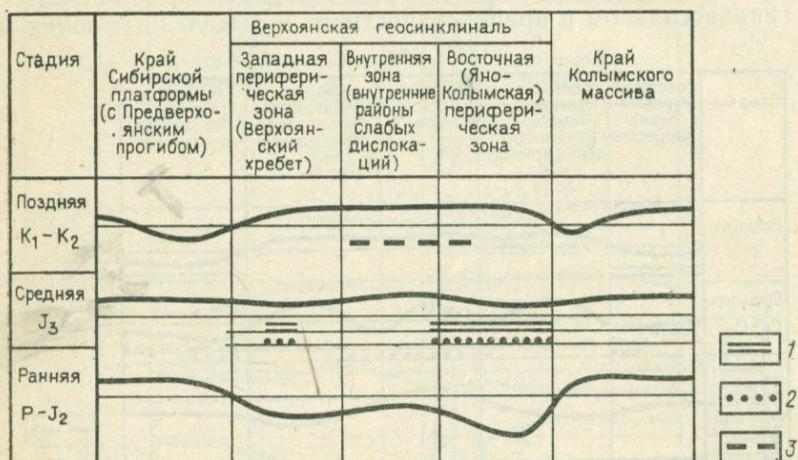


Рис. 11. Схема эволюции Верхоянской киммерийской геосинклиналии:

1 — зоны внедрения малых интрузий диорит-порфиров и гранит-порфиров предбатолитового комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных золотых месторождений; 2 — зоны внедрения лейкократовых гранитов колымского комплекса и формирования связанных с ними пегматитовых и грейзеновых месторождений олова, вольфрама и молибдена; 3 — зона внедрения гранитондов омсукчанского комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений олова, вольфрама, свинца, цинка, мышьяка и кобальта

глубинного эндогенного вещества; она сопровождается глубоководными желобами, располагающимися вдоль островных вулканических дуг. Зона Беньофа может служить прообразом планетарных структур, которые контролировали магматизм и металлогению более древних геосинклинальных образований кайнозоя, мезозоя и палеозоя.

В течение весьма значительного отрезка времени, более ста лет, развивалась геосинклинально-платформенная концепция. В последние 10—20 лет она органически включила представления о тектономагматической активизации, которую нельзя рассматривать в качестве «автономного» процесса. Различные формы проявления этого процесса, охватывающие крупные площади земной коры, представляют собой реакцию уже консолидированных ее областей на те же глубинные импульсы, которые вызывали возникновение и развитие геосинклинальных систем в зонах, которые не достигли ее полностью платформенного состояния. В настоящее время рамки этой концепции должны быть еще более расширены: они должны включить океанические пространства с земной корой принципиально отличного характера. Таким образом, геосинклинально-платформенная концепция,

которая возникла и развивалась на материале «материковой» геологии, должна перерости в общую теорию структурного развития Земли.

ГЛАВНЕЙШИЕ РУДОНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

АРХЕОХРОН

Ранние этапы развития Земли составляют большую часть ее геологической истории. Наиболее ранний этап еще А. П. Павловым был назван «лунным», поскольку прочесть наиболее ранние страницы истории Земли помогают данные по Луне, которые получены в основном в последнее время, уже в космический период развития науки.

По представлениям многих ученых, Земля в ранний период своего развития, непосредственно после завершения аккреции, формирования ядра планеты и образования первичной атмосферы и гидросфера (около 4 млрд. лет назад), подверглась, как и Луна, гигантской метеоритной бомбардировке. Следы бомбардирующих Землю космических тел, так же как и их лунные аналоги, распространены асимметрично, в форме полумесяца или подковы. Удары космических тел вызывали местные расплавления и формирование кольцевых структур. Некоторые исследователи считают, что эта гигантская бомбардировка существенно повлияла на течение последующей дифференциации, в том числе на образование сиалической коры. Она порождала и, возможно, и направляла глубинную длительно развивающуюся глобальную систему конвекции, возбуждая глубинные мантийные струи, которые играли весьма важную роль в продолжающемся процессе мантийной дифференциации.

При значительной схематизации среди характерных ассоциаций горных пород древнейшего этапа можно выделить две главные группы: 1) высокометаморфизованные комплексы (архейские гранулиты, чарнокиты, гранито-гнейсы и различные супракrustальные породы); 2) породы слабометаморфизованные, преимущественно зеленосланцевой фации метаморфизма, в ряде случаев включающие вулканические и осадочные образования, сохранившие свои первичные черты.

Провинциям, сложенным породами археохона, присущи определенные общие черты: обилие основных магматических серий и большое количество тоналитов. В основных комплексах присутствуют ультраосновные породы как с обычной для них минерализацией (месторождения хромитов), так и со специфическими никелевыми месторождениями, которые рядом исследователей считаются присущими только для археохона. В целом для археохона характерен более узкий диапазон магматической дифференциации, чем для мезохона и особенно неохона. С основными комплексами связаны либо ультраосновные породы, либо средние и кислые магматические образования.

Главнейшие группы рудоносных формаций археохона: 1) осадочно-вулканогенные железорудные, метаморфизованные в различной степени; 2) колчеданоносные; 3) формации, связанные с архейскими интрузивами.

1. Группа осадочно-вулканогенных железорудных формаций, метаморфизованных в различной степени, включает формации вулканогенно-кремнистого ряда (киватинский тип) и порфир-лептитового ряда (тип киуна).

Железорудные формации, отнесенные Л. Н. Формозовой к вулканогенно-кремнистому ряду, приурочены к зачаточным геосинклиналям нуклеарной стадии (киватинский тип) и характеризуются обильным развитием вулканитов основного состава (диабазы, базальты), в резко подчиненном количестве присутствуют андезиты, кератофиры, трахиты, риолиты; характерно обилие туфов (шальштейнов); выявляется много стадий активности вулканической деятельности, при ее затухании образуются руды. Осадочных пород в составе рудоносных формаций мало: яшмы (кремнистые, карбонатные), хлоритовые, углисто-пиритовые и другие сланцы, прослои мраморов, граувакк, брекчий. Рудоносные пачки представлены железистыми кварцитами и роговиками («джеспилитами»), богатые руды слагаются линзообразными, прерывистыми многослойными залежами, преставленными магнетитом, гематитом, силикатами и карбонатами железа, перемежающимися с кремнистым, углистым и пиритовым образованиями.

Формации обладают общей мощностью 7—12,5 км, пользуются распространением в Канаде, США, Африке, на Украине, Южном Урале и в Казахстане.

Формации порфир-лептитового ряда (тип киуна) приурочены к сложным эвгеосинклинальным структурам с зачаточными срединными массивами. Развиты лептиты и преимущественно кислые вулканиты с повышенной щелочностью (кислые и щелочные порфиры, сиенит-порфиры, кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры, туфов меньше, чем в предыдущем типе). Характерны интенсивный длительный и непрерывный вулканизм и прямая связь руд с вулканическими породами. Осадочные породы развиты незначительно и представлены яшмами, кремнистыми, пиритовыми, графитовыми и другими сланцами; изредка известняками. Пластовые, протяженные богатые и малокремнистые тела магнетитовых и гематитовых руд подстилаются и перекрываются вулканическими породами. Первичные окислы железа преобладают; характерен апатит; силикаты, карбонаты и сульфиды железа имеют подчиненное значение. Мощность формации в среднем 5 км. Развиты в Швеции и на Кольском полуострове.

2. Группа колчеданоносных формаций объединяет вулканогенно-осадочные формации, зеленокаменные серии и формации сульфидно-никелевых месторождений.

Колчеданоносная вулканогенно-осадочная формация с сульфидными месторождениями медно-цинковых руд приурочена к зеленокаменным поясам. По данным Г. В. Ручкина, колчеданоносные осадочно-вулканогенные и вулканогенные комплексы

в основном принадлежат к двум формациям: непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой и недифференцированной базальтовой формации. Вулканогенные породы относятся к ряду щелочноземельных; по составу щелочей недифференцированные базальты и средние дифференциаты относятся к натровой серии пород, а кислые — к переходным калинатриевым разностям.

Месторождения этого типа содержат, кроме преобладающих меди и цинка, в малых количествах свинец, золото и серебро; распространены в целом ограниченно. Имеют важное значение в поясе Абитиби провинции озера Верхнего и пользуются заметным развитием в смежных зеленокаменных поясах, а также в западной части провинции Черчилл в Австралии.

Рудные комплексы возникали, по-видимому, как субмаринные экскавационные месторождения в вулканических центрах, извергавших более кислые (андезитовые, дацитовые и риолитовые) лавы и пирокласты; для этих комплексов сравнительно редки ультраосновные породы. В поясах древнее 3000 млн. лет подобные рудные образования не обнаружены.

Зеленокаменные серии, с которыми ассоциируют золото-кварцевые и золото-теллуридные месторождения, сформированы после деформации зеленокаменных поясов в связи с внедрением гранитов. Приурочены к комплексам, которые претерпели низкие, преимущественно зеленосланцевые, стадии метаморфизма. Характеризуются широким географическим распространением и заключены в широкие возрастные рамки. Имеют весьма большое экономическое значение.

В качестве примеров можно привести месторождения Поркью-пайн в Киватинской провинции (Канада) и Колар в Дарварской провинции (Индия).

Среди вмещающих оруденение пород резко преобладают вулканиты основного состава, в измененных разностях которых локализовано более половины рудных тел. Относительно широко развиты субвулканические и гипабиссальные массивы плагиогранитов, к которым приурочено около 20 % золота археохрона, присутствуют горизонты железистых кварцитов и более метаморфизованных основных вулканитов — амфиболитовых сланцев. Характерно весьма малое количество месторождений, приуроченных к алюмосиликатным глубокометаморфизованным породам (гранито-гнейсам, метасоматическим и палингенным гранитам), слагающим в провинциях археохрона огромные площади.

Для месторождений характерна значительная протяженность рудных тел на глубину при отсутствии зональности. «Зеленокаменные троги», к которым приурочены месторождения, имеют определенную выдержанную ориентировку в пределах той или иной провинции, причем господствуют субширотные и субмеридиональные направления при подчиненном значении диагональных. В пределах зеленокаменных поясов размещение отдельных рудных районов и полей неравномерно и контролируется разломами, представленными обычно зонами рассланцевания, сопровождающимися гидротермаль-

ной переработкой пород. Протяженность подобных зон достигает первых сотен километров.

В месторождениях золота археохона резко преобладают кварцевая, сульфидно-кварцевая и сульфидная минерализация. Специфическая региональная особенность — широкое распространение сурьмяного минерального типа в Родезийской золоторудной провинции Южной Африки.

Среди морфологических классов рудных тел преобладают жилы, жильные зоны сульфидной вкрапленности. Изменения вмещающих пород по преимуществу относятся к лиственит-березитовому типу.

По заключению большинства исследователей, золото месторождений археохона имеет глубинный источник и связано с базитовой магмой. Это подтверждается и геохимической спецификой — связью с теллуром и медью. Многие геологи предполагают первоначальный привнос тонкорассеянного золота с вулканогенными породами с последующим его перераспределением различными путями.

Весьма интересны расчеты С. Д. Шера доли золота археохона в общем балансе мировой добычи. По заключению этого автора, если исключить из рассмотрения кайнозойские россыпи и древние золотоносные конгломераты мезохона, то доля месторождений археохона (без учета данных по СССР) составит около половины суммарной мировой добычи золота. Однако следует учесть, что золото древних конгломератов мезохона, в частности, уникального месторождения Витватерсранд, также дает около половины мировой добычи золота. Таким образом, источниками абсолютно преобладающей части золота развитых капиталистических и развивающихся стран являются месторождения археохона. Значительная часть этого металла во время следующего этапа (мезохона) была переотложена и сконцентрирована в специфических россыпях, значительно метаморфизованных и преобразованных в результате различных магматических процессов. Следовательно, золото на заре геологической истории в своей преобладающей массе было вынесено из глубин планеты, в дальнейшем происходило его переотложение в более молодых комплексах.

Сульфидно-никелевые месторождения приурочены к метаморфизованным ультраосновным — основным вулканитам, входящим в состав зеленокаменного пояса Западной Австралии (Восточно-Йилгарнский блок).

Недавно открытые и относительно редко встречающиеся рудные образования приурочены к крупным дайкообразным телам ультраосновных пород, метаморфизованным в различной степени, преимущественно в амфиболитовой фации. Р. А. Бинс, Р. Дж. Ганторн и Д. И. Гровс подчеркивают определяющее значение в формировании рудоносного комплекса степени и характера метаморфического преобразования вмещающих пород. Степень метаморфизма в пределах региона меняется от пренит-пумпеллитовой до средней амфиболитовой фации в складчато-деформированных комплексах с преимущественно статической перекристаллизацией и переходом от средней амфиболитовой до амфиболит-гранулитовой фации в более интенсивно деформированных комплексах динамического типа, которые

сочетаются с деформированными гранитными интрузиями. Распределение различных метаморфических комплексов по отношению к гравитационным аномалиям и к обнаженным уровням дифференцированных ультраосновных дайкоподобных интрузий коматитов позволяет предполагать, что степень метаморфизма определялась структурными обстановками в пределах синформных зеленокаменных поясов. Структурные данные и ограниченные геохронологические определения свидетельствуют о едином метаморфическом процессе, происходившем 2700—2600 млн. лет назад (поздний архей). Процесс, вероятно, был связан с демобилизацией более древнего гранитного фундамента в связи с изменением теплового режима в архейской коре.

Сульфидно-никелевые месторождения, генетически связанные с ультраосновными породами, приурочены преимущественно к комплексам высокой степени метаморфизма.

3. Формации, связанные с архейскими интрузивами. Рудоносные магматические формации этой группы связаны с интрузивными образованиями как основного-ультраосновного, так и кислого гранитного состава. Именно сочетание этих двух разнохарактерных групп магматических комплексов и обусловило формирование наиболее важных рудных месторождений древнейшего этапа геологического развития.

Стратиформные основные-ультраосновные интрузивные комплексы (от перидотитов до габброидных аортозитов), ассоциирующие с хромитовыми месторождениями. Геологические наблюдения свидетельствуют, что миграция рудного вещества в месторождениях подобного типа в условиях высоких фаций метаморфизма, если и была, то в весьма ограниченных масштабах. Так, в аортозитах Фискенессет (Гренландия) выдержанные горизонты хромитовых слоев прослеживаются в разрезе интенсивно и многократно дислоцированных древнейших образований гранулитовой или амфиболитовой фации. Промышленные месторождения этого типа известны в Южной Африке (Селукве, Белингве).

Основные-ультраосновные интрузивные комплексы и связанные с ними месторождения медно-никелевых руд. Существенно никелевые руды месторождения Пикве-Селеби, приуроченного к поясу Лимпопо, сохраняются в породах материнской интрузии, хотя и приурочены к интенсивно дислоциированному участку, породы которого подверглись метаморфизму амфиболитовой фации. Подобные месторождения находятся в провинциях с широким диапазоном метаморфических преобразований.

Аналогичные формации весьма типичны и для мезохрона, с ними связаны весьма крупные рудные скопления.

Граниты, тоналиты и аналогичного состава гнейсы и ассоциирующие с ними позднетектонические граниты и пегматиты с литием, бериллием, вольфрамом, оловом, молибденом, tantalом и другими элементами. Наиболее продуктивным типом в группе древнейших

архейских пегматитов, по Н. А. Солодову, является сподумен-микроклин-альбитовый тип, который обычно сочетается с другими типами пегматитов и отличается самой интенсивной дифференцированностью, что обусловливает его весьма сложный минеральный состав и наличие четко выраженных многочисленных зон. Обычно он представлен единичными телами крупных, а в ряде случаев уникальных по размеру образований. Пегматиты именно этого типа располагаются на большем удалении от магматического очага, чем другие типы.

Древнейшие пегматиты дают 48 % Cs, 23 % Li, 10 % Be, 9 % Rb, 7 % Ta. Н. А. Соловьев подчеркивает, что архейские пегматиты отличаются от всех более поздних пегматитов исключительно мощным развитием сподумен-микроклин-альбитового типа с поллюцитом. Таких крупных и богатых цезием и tantalом пегматитов позже ни в одной эпохе не встречено.

Подобные гранитоидные комплексы размещаются либо в пределах зеленокаменных поясов, либо около них, а также в районах развития пород гранулитовой фации метаморфизма. Пегматиты обладают простым минеральным составом. Интрузивные тела, с которыми они связаны, рассматриваются в качестве позднетектонических и даже посттектонических и геохимически отличаются от более древних гранитов в каждой провинции: возраст ряда пегматитов в Южной и Западной Африке составляет около 2600 млн. лет, в блоке Пилбара в Западной Австралии — 2900 млн. лет. Известны пегматиты, возраст которых более 3000 млн. лет.

Минерализованные пегматиты археохона обычно калиевые, они резко отличаются от крупных и широко распространенных гранитоидных тел древнейшего этапа, представленных тоналитами и гранодиоритами. С ними связаны древнейшие залежи цезия, лития, tantalа, олова, вольфрама; почти повсеместно присутствует литий. Таким образом, пегматиты концентрируют элементы, которые не часто образуют промышленные скопления в месторождениях, возраст которых более 1000 млн. лет. Их появление позволяет предположить достижение некой определенной стадии развития процессов, ведущих к дифференциации гранитного материала.

Наиболее примечательная особенность рудоносных формаций археохона — единообразие как во времени, так и в пространстве, что связано прежде всего с наличием весьма ограниченного количества обстановок для формирования ряда рудоносных формаций древнейшего этапа — зеленокаменных поясов и связанных с ними гранитоидов. Древнейший комплекс железорудных формаций (киватинского типа) — комплекс пород района Исуа в Западной Гренландии (возраст более 3700 млн. лет) — существенным образом не отличается от подобных же образований с возрастом, близким к 2500 млн. лет.

Золоторудная минерализация археохона отличается особенно широким географическим распространением и заключена в весьма широкие возрастные рамки. Древнейшие золоторудные формации, приуроченные к зеленокаменному поясу Южной Африки (Барбертон), имеют возраст, превышающий 3400 млн. лет и на целый миллиард лет старше аналогичных месторождений Бирримия в Запад-

ной Африке. Подобные сопоставления приобретают особый интерес еще и в связи с тем, что новые материалы все больше выявляют, что магматическая деятельность археохона носила не непрерывный, а эпизодический характер.

В настоящее время в качестве источника золота в месторождениях, приуроченных к зеленокаменным поясам, рассматриваются слагающие их комплексы пород. Эти месторождения, по заключению большинства исследователей, формировались после периода извержений в связи с интрузиями гранитов в пределы самих зеленокаменных поясов либо вблизи них. Локальная пространственная ассоциация групп месторождений с более метаморфизованными комплексами зеленокаменных поясов и, наоборот, отсутствие минерализации (любого типа) в пределах в целом неметаморфизованных областей склоняют к мысли о том, что эти события были тесно связаны во времени.

Во многих районах золоторудные месторождения приурочены к площадям, где вулканиты зеленокаменных поясов подвержены зеленосланцевой фации метаморфизма. Во многих случаях в сходных вулканитах при повышении степени метаморфизма содержание золота уменьшается. В более молодых полициклических провинциях, в составе которых выявляются зеленокаменные архейские комплексы высоких степеней метаморфизма, золоторудные месторождения отсутствуют. Таким образом, золото, отложенное в оптимальных термальных условиях, соответствующих метаморфизму зеленосланцевой фации (450 — 550 °C), могло быть мобилизовано и рассеяно там, где в последующем породы претерпевали более высокие ступени метаморфизма. Низкие ступени метаморфизма во многих зеленокаменных поясах археохона позволяют предположить, что в их пределах обнажаются высокие сечения земной коры. К таким же выводам в ряде случаев пришли, применяя другие методы анализа. Исследования в Южной Африке показали, что эродированная часть, например, Каапвальского кратона составляла не более 1,5 км; подобный вывод подтверждается наличием в пределах кратона ряда мелких месторождений сурьмы и ртути и крупного сурьмянного архейского месторождения Мерчисон-Рейнджа. Таким образом, эрозионный срез в пределах этой значительной по масштабам провинции археохона вряд ли больше тех, которые характерны для значительно более молодых рудных провинций с сурьмяно-рутным оруденением.

В древнейших рудных провинциях Земли — провинциях археохона — процессы метаморфизма могли быть и рудоконцентрирующими, и рудорассевающими. На площадях развития более высоких ступеней амфиболитовой фации, гранулитовой и эклогитовой фаций месторождения полезных ископаемых отсутствуют; в ряде случаев рассеивание тех или иных компонентов происходило лишь в ограниченном масштабе.

Ни один более чем миллиардный отрезок геологической истории не характеризуется столь однообразной серией рудных месторождений, чем археохон. Большая их часть имеет ювенильный, базальтовый, подкоровый источник рудного вещества и связана с комплексами основных — ультраосновных пород. Минерализованные пегма-

титы — единственные представители минеральных образований корового происхождения; они связаны с формацией специфических для древнейшего этапа позднетектонических и посттектонических, в большинстве случаев существенно калиевых гранитов, значительно отличающихся от характерных для археохона крупных масс тоналитов и гранодиоритов. Выяснение особенностей месторождений в различных регионах и закономерностей их пространственного размещения требует углубленного изучения характера и интенсивности метаморфических преобразованийrudовмещающих пород. При рассмотрении общих вопросов строения и развития древнейших провинций земной коры и особенностей слагающих их формаций и формационных рядов, выявления особенностей металлогенеза древнейшего этапа развития земной коры нужно прежде всего обсудить две проблемы: 1) строение и развитие зеленокаменных поясов, 2) возникновение и преобразование древнейших гранитоидных пород Земли, весьма широко развитых в областях археохона.

Большинство важных рудоносных фомаций археохона располагается в пределах (либо вблизи) зеленокаменных поясов.

Зеленокаменные пояса — важнейшие типоморфные структуры древнейшего этапа развития Земли. Раннедокембрийские зеленокаменные толщи делятся на две группы стратиграфически и петрогенетически различающихся пород, которые названы первичными и вторичными зеленокаменными комплексами. Первые слагаются основными —ультраосновными вулканическими сериями, включающими в подчиненном количестве и кислые разности. Широкое развитие фрагментов этого древнейшего комплекса среди наиболее ранних гранитоидных пород позволяет думать, что они являются остатками некогда обширной земной коры указанного состава. Она, как предполагается, соответствует фазе метеоритной бомбардировки Земли (возраст около 4 млрд. лет) и свидетельствует о формировании в течение всего этого древнейшего этапа кор базитового характера.

Вторичные зеленокаменные комплексы слагаются из бимодальных основных — кислых вулканических комплексов, включающих и ультраосновные вулканиты. Вторичные зеленокаменные комплексы развивались уже в пределах линейных трогов, которые образовывались в частично кратонизированных регионах, где первичные зеленокаменные комплексы были интрудированы натровыми гранитами. Как первичные, так и вторичные зеленокаменные комплексы выявлены в Индии, Южной Африке и Западной Австралии.

А. Гликсон рассматривает «зеленокаменный пояс» как целостное геологическое образование, эволюция которого обусловила преобразование «океанической» коры в сиалический щит — процесс, имевший место в различных частях Земли в разное время и закончившийся глобальным термальным событием около 2,6 млрд. лет назад.

Принципиальные взаимоотношения между главнейшими комплексами, слагающими зеленокаменные пояса археохона, показаны на рис. 12.

Несмотря на то что в ряде случаев производятся униформистские сравнения зеленокаменных поясов археохона с молодыми островодужными структурами, детальное их изучение все больше и больше

выявляет неповторимое своеобразие этих древнейших образований. Исследователи Южной Африки обратили внимание на уникальные взаимоотношения гранитов и зеленокаменных пород. Они объяснялись дифференцированным погружением узких сегментов основных вулканических пород, залегающих на гранитном фундаменте; гранитные диапиры рассматривались как гнейсовые купола, воздыма-

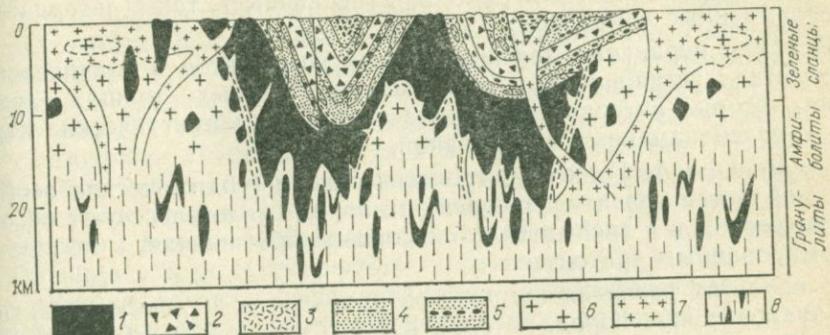


Рис. 12. Интерпретация соотношений между главными комплексами архейских пород в Западной Австралии, Индии и Южной Африке:

1 — ультраосновные-основные ассоциации; 2 — основные — кислые ассоциации; 3 — кислые вулканиты; 4 — кластические породы; 5 — конгломераты; 6 — ранние (натровые) граниты; 7 — поздние (калиевые) граниты; 8 — гнейско-гранулитовый комплекс

ющиеся в процессе анатексиса и ремобилизации сиала. Далее возникло представление, что зеленокаменные пояса археохрона развивались в древнейших рифтовых зонах, возникавших между раздвинувшимися плитами сиала.

Выявление специфических сочетаний ультраосновных и основных пород особенно ярко показывало специфичность древнейшей вулканической деятельности. Многочисленные исследователи указывают на своеобразные геохимические черты зеленокаменных поясов: повышенные содержания золота, никеля, кобальта и хрома. В то же время нижние горизонты зеленокаменных поясов, в которых теолентовые базальты сочетаются с коматитами, сильно обеднены калием, рубидием, цезием, стронцием, барием, цирконием, гафнием, ураном и торием.

Структурные исследования также указывают на фундаментальные различия современных островных дуг и зеленокаменных поясов археохрона.

А. Гликсон дает следующую суммарную характеристику «первичных» и «вторичных» зеленокаменных комплексов: «первичные» слагаются главным образом основными — ультраосновными вулканическими образованиями, в подчиненном количестве в этих ассоциациях присутствуют породы ряда основных — кислых и средних вулканитов, имеются хемогенные осадки и вулканогенные обломочные породы; в областях их развития никаких признаков более древних гранитов не установлено. Этот комплекс характерен для самых низких стратиграфических уровней и широко представлен в виде включений в самых ранних интрузивных гранитах.

«Вторичные» зеленокаменные комплексы слагаются главным образом из ассоциаций основных—кислых вулканических пород или непрерывного ряда основного—среднего—кислого состава и включают сравнительно немного ультраосновных вулканитов. Этот вулканический комплекс более поздний, чем граниты; породы, его составляющие, приурочены к линейным трогам.

Почти каждый щит содержит как «первичные», так и «вторичные» зеленокаменные комплексы.

Реликты первичных зеленокаменных комплексов в значительных количествах установлены в гнейсово-гранулитовых толщах археохона, которые интерпретируются автором как когенетические корни гранит-зеленокаменных образований.

По мнению А. Гликсона, геологические и геохимические особенности областей развития древнейших пород свидетельствуют об эволюции регионов с энсиматической коровой обстановкой к полностью сформированным кратонам.

В областях развития комплексов археохона широким развитием пользуется группа пород, которая Ю. А. Кузнецовым названа рядом мигматитовых формаций. Эти формационные типы занимают как бы промежуточное положение между метаморфическими и магматическими образованиями, в которых всегда присутствуют и метаморфический и магматический комплексы, причем последний в типичном случае является продуктом ультраметаморфизма (в том числе щелочного метасоматоза). Процессы ультраметаморфизма играют выдающуюся роль в формировании глубокометаморфизованных комплексов пород и связанных с ними полезных ископаемых.

Сам термин «ультраметаморфизм», введенный в геологический обиход в начале нынешнего столетия, не имеет еще общепризнанного толкования. Первоначально термин использовался для обозначения интенсивно развивающихся метаморфических процессов регионального характера, в связи с которыми горные породы кислого состава переходят в состояние магматического расплава. По представлениям некоторых исследователей, ультраметаморфизм происходил в условиях привноса веществ извне; по мнению других, такого привноса не было. В дальнейшем содержание термина еще более расширилось: под этим названием понимаются процессы интенсивного регионального метаморфизма, происходящего ниже уровня начала плавления кислых пород, в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации.

В общем виде ультраметаморфизм — это результат многообразных процессов, резкого повышения температуры, влияния давления, воздействия летучих компонентов и интенсивного их перераспределения в процессах магматического замещения и метасоматоза и развития метаморфической дифференциации и перекристаллизации. Н. Г. Судовиков подчеркивает значение при ультраметаморфизме процессов метасоматоза, Г. М. Саранчина и Н. Ф. Шинкарев — явление расплавления, но все исследователи согласны с тем, что это процесс глубинный, происходящий ниже геотермического уровня плавления горных пород гранитного состава. Главные разновидности

этого процесса — мигматизация, гранитизация, анатексис, палингнез, а также реоморфизм.

В. А. Рудник считает, что должен быть выделен ультраметаморфизм этапа погружения геосинклинальной области и этапа воздымания (инверсионно-складчатого).

Для этапа погружения характерно расплавление горных пород в результате нарастания регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, без значительного привноса веществ извне, с развитием явлений внутреннего перераспределения вещества в результате диффузии. Ультраметаморфизм погружения характерен для археохрона и касается лишь низов следующего этапа — мезохрона. Он осуществлялся в период развития Земли, когда тепловой поток из глубин, по мнению ряда исследователей, был значительно больше современного и благодаря этому процессы, для него характерные, начинали развиваться с глубин 5—9 км. Основные составляющие ультраметаморфизма погружения — анатексис, палингнез, метаморфическая дифференциация и перекристаллизация, при которых происходили процессы внутреннего перераспределения вещества. Явления инъекции расплавов и инфильтрации растворов и реоморфизма нехарактерны для этого процесса. В результате ультраметаморфизма погружения формировались в основном доскладчательные послойные тела палингенно-анатектических и метаморфогенных гранитоидов, состав которых определяется как составом первичных осадочно-вулканогенных комплексов, подвергавшихся метаморфической переработке, так и осуществлявшихся в условиях гранулитовой фации метаморфизма процессов дегранитизации. Эти последние процессы, по-видимому, происходили главным образом во время смены этапа ультраметаморфизма погружения этапом инверсионно-складчатого воздымания. Они заключались в основном в выносе воды и щелочей в зоны повышенной проницаемости, с которыми и связан ультраметаморфизм воздымания.

В связи с этими процессами в древнейших комплексах связана закономерная смена с глубиной пород формации чарнокитовых гранитов чарнокитовыми плагиогранитами (эндербитами), а затем глиноzemистыми чарнокитовыми плагиогранитами — диоритами (глиноzemистыми эндербитами). В еще более глубинных зонах земной коры ультраметаморфизм погружения приводил, по-видимому, к развитию основного анатексиса (параанатексиса), результатом которого было образование анартозитов и лейконоритов. Ультраметаморфизм воздымания — это сложная совокупность процессов, развивающихся в инверсионно-складчатый этап развития подвижных зон земной коры. Они начинаются с эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма в условиях значительного привноса вещества и тепловой энергии в зоны значительной тектонической переработки субстрата; конечным результатом этого процесса является формирование магматического расплава.

Ультраметаморфизм по глубине процесса и конечным результатам разделяется на два типа: ультраметаморфизм зоны гранитизации и ультраметаморфизм зоны дегранитизации.

Ультраметаморфизм воздымания зоны гранитизации выражается в развитии процессов гранитообразования — кремнешелочном метасоматическом замещении, перерастающем во времени и в пространстве в палингенно-метасоматическое магмообразование. Эти процессы начинаются в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма под влиянием трансмагматических и генетически с ними связанных высокотемпературных гидротермальных растворов, а также растворов, образующихся в процессе дегранитизации и дегидратации горных пород и расплава в более глубинной зоне гранулитовой фации метаморфизма.

В результате этих процессов формируются крупные мигматит-плутоны, которые в тектонически наиболее деформированных участках переходят в интрузивно-анатекtonические и интрузивно-реоморфические тела (гранито-гнейсовые купола, мигма-плутоны, диапир-плутоны). Процессы анатексиса и палингенеза здесь нехарактерны.

В комплексах археохрона и частично в низах мезохрона ультраметаморфизм воздымания накладывается на породы, подвергнувшиеся до этого высоким степеням метаморфического изменения и процессам, связанным с явлениями ультраметаморфизма погружения. По отношению к ним ультраметаморфизм воздымания регressiveн и приводит к высокотемпературному диафторезу, который сопровождает гранитизацию. По отношению к более молодым комплексам неохрона (и частично мезохрона) ультраметаморфизм воздымания, наоборот, обычно является прогressiveным и образует комплексы с полифациальной зональностью.

Ультраметаморфизм воздымания следует во времени либо непосредственно за ультраметаморфизмом погружения, либо отделяется этапом консолидации.

В зонах крупных региональных глубинных разломов с проявлениями ультраметаморфизма воздымания связана грубая прогressiveная зональность, при которой в исходящем порядке продукты высокотемпературного кремнешелочного метасоматоза сменяются менее высокотемпературными. Таким образом, для ультраметаморфизма погружения, характерного для археохрона, типично палингенно-анатектическое гранитообразование, а для ультраметаморфизма воздымания — палингенно-метасоматическое гранитообразование и реоморфизм. Важно подчеркнуть, что при детальном изучении процессов ультраметаморфизма, особенно характерного для этапа археохрона и частично мезохрона, выявляются тесная связь процессов гранитизации и дегранитизации, их генетическая взаимообусловленность.

Промышленно важные рудоносные формации археохрона приурочены к зеленокаменным поясам либо располагаются вблизи них. Однако в областях археохрона, сложенных комплексами, подвергнувшимися глубоким метаморфическим преобразованиям в результате процессов ультраметаморфизма и относящимися к амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фациям метаморфизма, также может быть выделен ряд формаций, составными элементами которых служат полезные ископаемые. Их общая особенность — определяющее значение тех или иных ступеней метаморфизма как в образова-

ний пород, слагающих формацию, так и полезных ископаемых, с ними связанных.

Для комплексов археохрона весьма типичны крупные накопления высокоглиноземистых минералов — силлиманита, кианита и корунда. Корундовые месторождения с кианитом приурочены к формации, состоящей из кварцитов и высокоглиноземистых пород (Якутия, Индия). Формация силлиманитовых гнейсов и кристаллических сланцев с горизонтами, содержащими до нескольких десятков процентов силлиманита, широко распространена среди интенсивно метаморфизованных комплексов археохрона.

Кондалитовая формация, состоящая из гранат-кварц-силлиманитовых кристаллических сланцев, гранатовых кварцитов, кальцифириров и графитовых сланцев, содержит месторождения крупночешуйчатого графита. Месторождения подобного типа известны в пределах Украинского щита, в Индии, на Мадагаскаре и в других местах.

К сложной карбонатно-гнейсовой формации с рвущими телами гранит-пегматитов и пегматитов приурочены многочисленные месторождения флогипита в пределах Алдано-Витимского щита. С кодуритовой формацией археохрона Индии (шт. Орисса и Мадрас) связаны необольшие марганцевые месторождения. Формация состоит из глубокометаморфизованных, первично магматических пород и кварц-ортоклазовых пород, переходящих в кодуриты (калиевый полевой шпат и спандит с примесью апатита) и, наконец, в породу, сложенную спандитом и марганцевыми пироксенами.

Обширную группу промышленно интересной минерализации археохрона составляют пегматитовые месторождения. В комплексах древнейших образований Земли распространены наиболее глубинные представители пегматитов — редкоземельные и мусковитовые. По данным Г. Г. Родионова, редкоземельные пегматиты формируются на глубинах более 8 км и приурочены к вмещающим породам, подвергнувшимся гранулитовой фации метаморфизма.

С формацией наиболее глубинных микролитовых аляскитовых гранитов связаны пегматиты, состоящие в основном из микроклина и кварца и содержащие ортит, бетафит, фергусонит, менделеевит, монацит и другие минералы. Они не дают промышленно ценных коренных месторождений, но являются важными источниками образования россыпей (моноцитовые россыпи Африки, Индии и др.). Пегматиты формации слюдяных (мусковитовых) пегматитов известны в Карелии, Восточной Сибири, Индии, Бразилии и в некоторых других районах мира. Характерный для районов их развития петрологический комплекс включает песчано-глинистые образования древних структур, метаморфизованные в условиях кианит-мусковит-кварцевой субфации амфиболитовой фации и интрузии биотитовых гранитов.

Во всех районах развития мусковитовых пегматитов вмещающие кристаллические сланцы интенсивно мигматизированы и местами превращены в гранито-гнейсы. В рудоносный комплекс входят характерные гранитоиды: аляскитовые плагиограниты и микроклин-плагиоклазовые граниты. Сами пегматиты, входящие в состав описываемой формации, специфичны: по сравнению с редкометальными

пегматитами они значительно богаче более основными плагиоклазами и беднее микроклином.

Выделяют следующие разновидности слюдяных пегматитов: магматические — а) плагиоклаз-микроклиновые, б) плагиоклазовые; метасоматические — а) возникающие при натровом метасоматозе, б) возникающие при калиевом метасоматозе (микроклиновые).

По химическому составу слюдоносные гранитоиды относительно других их разностей беднее кремнеземом, богаче глиноземом и окисью кальция. Они кристаллизуются на больших глубинах (давление 590—780 МПа) при температурах 475—530 °С.

МЕЗОХРОН

Этап мезохрона (ранний—средний протерозой). Мезохрон имеет выдающееся значение в создании минеральных ресурсов Земли. Нижним его рубежом служит граница между археем и протерозоем (2600—2400 млн. лет), верхней границей — завершение общепланетарной гренвильской эпохи (~1000 млн. лет), имеющей чрезвычайно крупное металлогеническое значение.

Движения, завершающие формирование структур мезохрона, привели к кратонизации весьма обширных территорий и образованию древних платформ Земли. Этот процесс завершился в различных областях земной поверхности в разное время, он сопровождался определенной магматической дифференциацией, возникновением ряда магматических формаций, знаменующих платформообразующий процесс и отмечающий этап сформировавшейся в конце мезохрона платформы.

В интракратонных мобильных поясах, характерных для этого этапа, в отдельных участках появляются уже оловоносные граниты, не образовывавшиеся в археороне, с которыми ассоциируются кассiterит-кварцевая и вольфрамит-кварцевая формации. Эти граниты завершают магматическое развитие мобильных поясов. Подобные граниты выявлены, например, в Центральноафриканской провинции редкометальных пегматитов и оловянно-вольфрамовых месторождений.

Весьма специфическая и важная особенность мезохрона — образование расслоенных лополитов основных-ультраосновных пород, с которыми связаны крупные месторождения хромитов, комплексные месторождения медно-никелевых руд с платиноидами и титаномагнетитовые месторождения. Подобные тела характерны уже для платформенного чехла образовавшихся в мезохроне платформ. В рамках этого этапа образуются щелочные граниты и граниты рапакиви со свойственной для них промышленно важной минерализацией.

В мезохроне широко распространены основные и кислые вулканиты, во многих случаях развивающиеся от кислых к основным. Щелочные вулканиты в вулканических комплексах редки. Среди толеитов преобладают нормально калиевые разности континентального типа. Андезиты развиты в подчиненном количестве. Кислые вулканиты в основном богаты калием. Медно-колчеданные месторождения,

характерные для археохона, сменяются медно-колчеданно-полиметаллическими.

Особо следует подчеркнуть специфичность тектонических условий становления формаций мезохона.

Этап археохона завершился активными тектоническими движениями, в результате которых обширные территории приобрели относительную стабильность. Многие структуры мезохона и, следовательно, слагающие их формации образовались в этих специфических условиях «полукратонизированных» территорий, промежуточных между платформенными и геосинклинальными условиями, по определению В. И. Смирнова. Подобная структура выявлена, например, на юге Африканского континента. Общие ее контуры хорошо обрисовываются формацией Витватерсранда, уникальной по своей золотоносности. Примерно в центре ее располагается грандиозный Бушвельдский лополит.

Важная особенность мезохона — широкое развитие кварцитов и наличие близких к мономиктовым конгломератов. Именно к такой формации приурочен самый продуктивный по золоту комплекс Витватерсранда, представляющий собой, по мнению большинства исследователей, метаморфизованную древнюю россыпь. Среди важных рудоносных формаций широко распространены полосчатые железистые кварциты и роговики (джеспилиты), заключающие главную часть запасов железных руд Земли. Локально развиты граувакки, но они более редки, чем кварцевые песчаники.

Для мезохона характерны интенсивно складчатые и осложненные многочисленными разломами толщи в мобильных поясах и значительные пространства, занятые слабо деформированными и незначительно метаморфизованными комплексами платформенного чехла. Метаморфизм в мобильных поясах достигает высоких степеней преобразования, но обычно низких давлений.

Как уже отмечалось, характерная особенность мезохона — распространение расслоенных массивов, часто обладающих формой лополитов либо близкой к ней (иногда дайкообразных тел). Во многих случаях они характеризуются асимметричной ритмичностью с преобладанием более ультраосновных пород (в низах) ритмов. Лополиты отличаются исключительно выдержанной пластообразной формой горизонтов отдельных пород — дунитов, гарцбургитов, бронзититов и др. Отдельные их разности протягиваются иногда до десятков километров при мощности в первые метры и даже менее метра (рис. 13).

Хорошо известны и многократно описаны чрезвычайно крупные интрузии подобного типа в Южной Америке: Великая Дайка и Бушвельдский массив.

Весьма крупный Джугджурский массив основных пород, состоящий в основном из анортозитов, а также габбро, известен в поясе протерозойских основных интрузивов, ограничивающих с востока и юга Алданский щит (рис. 14). Интрузивы этого пояса слагаются анортозитами, анортозитовыми габбро, оливиновыми габбро и габбро-норитами, реже встречаются перидотиты и пироксениты. На западе этой полосы располагается крупный Олекминский массив.

Рудная минерализация, сопутствующая аортозитам, представлена ильменитом, титаномагнетитом, магнетитом и апатитом и приурочена к участкам относительно меланократовых пород в аортозитах. Рудоносность подобных магматических комплексов понижается с увеличением их глубинности. При этом во вмещающих породах

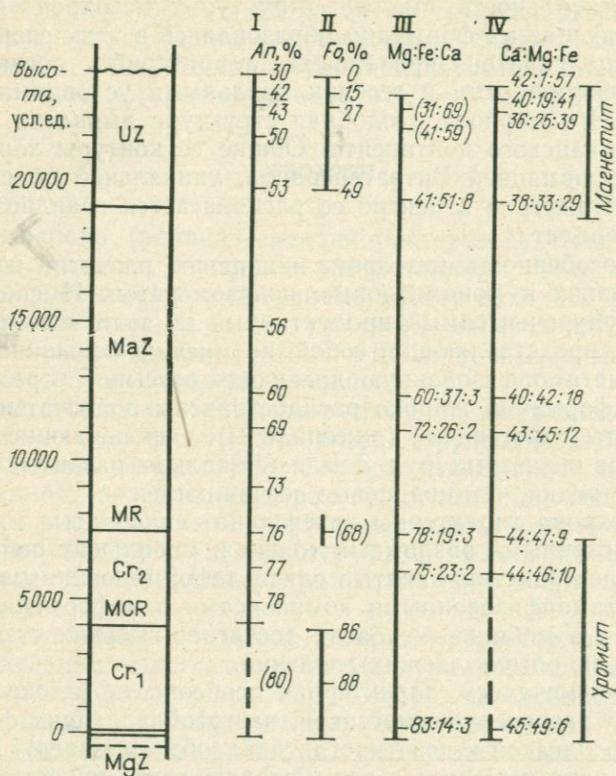


Рис. 13. Схема расслоенности Бушвельдского интрузива:

I — плагиоклаз; II — оливин; III — слабоизвестковистый пироксен; IV — известковистый пироксен. MgZ — мелкозернистые нориты; Cr₁ — базальная серия (луниты, гарцбургиты, бронзиты, троктолиты, хромиты); MCR — главный хромитовый слой; Cr₂ — критическая серия (хромиты, бронзиты, оливиновые пироксениты, перидотиты, плагиоклавовые пироксениты, аортозиты); MR — риф Меренского (породы с платиной и сульфидами: плагиоклавовые пироксениты, нориты, аортозиты); MaZ — главная зона (нориты и габбро с пижонитом, аортозиты); UZ — верхняя зона (феррогаббро, ферродиориты, аортозиты, магнетитовые руды)

уменьшается концентрация никеля, хрома, титана, меди, кобальта и ванадия и увеличивается — фосфора, циркония, скандия и бария.

С рудоносными комплексами подобного состава в ряде мест связаны крупные месторождения (Стенфорд Хилл, Ор-Маунтин, Каламити-Милл Понд и Чинст Понд в Адирондакском массиве Северной Америки).

Для руд, связанных с аортозитами, характерен ильменит не только в срастании с магнетитом, но и в виде самостоятельных минеральных выделений. Е. А. Панских и М. К. Суханов выделяют три

типа анортозитов, связанных с наложенным последующим метаморфизмом, которые отличаются характером связанной с ними рудной минерализации, что, несомненно, является важным фактором их прогнозной оценки (рис. 15).

Процессы петрогенезиса, в результате которых накапливается железо, характерны также для ультраосновных пород расслоенных

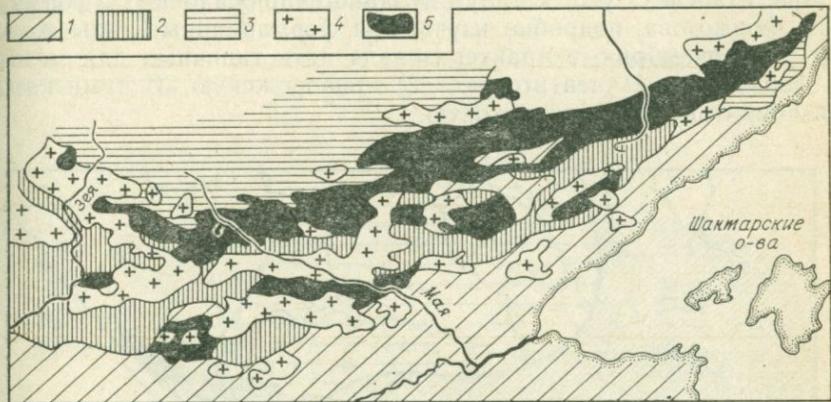


Рис. 14. Схема строения Джугджурского анортозитового массива (по Ю. А. Кузнецovу, 1964):

1 — палеозойские и мезозойские породы; 2 — протерозойские породы; 3 — архейские породы;
4 — граниты; 5 — габбро и анортозиты

интрузивов мезохрона. Характерным примером в этом отношении является Бушвельдский интрузив (рис. 16).

Производные дифференциации ультраосновных пород — гортонолитовые дуниты — характеризуются очень высоким содержанием железа и его сильной восстановленностью. Эти очень редкие породы прорывают расслоенный комплекс Бушвельда и к ним приурочены месторождения платины и палладия.

Основные и ультраосновные магмы, богатые закисным железом, обладают высоким химическим сродством к сере и поэтому легко подвергаются сульфидизации. Этот процесс значительно расширяет комплекс концентрирующихся в них металлов и в первую очередь никеля, меди, палладия, платины, цинка и свинца, серебра и золота. С другой стороны, происходит рассеяние элементов относительно индифферентных к сере. В интенсивно расслоенных интрузивных телах сульфидное медно-никелевое и платиновое оруденение обычно приурочено к верхним частям ультраосновной зоны.

Общее распределение различных типов оруденения в расслоенных интрузивных телах основных—ультраосновных пород следующее: сульфидное медно-никелевое и платиновое оруденение залегает выше хромитового оруденения, но ниже железо-титан-ванадиевого. Все эти зоны хорошо представлены в Бушвельдском интрузиве (сверху вниз): феррогаббро — Fe, Ti, V; габбро-нориты — безрудные; пироксениты, габбро, плагиоклазиты (риф Меренского) — Pt, Pd, Cu,

Ni, Co; плагиоклазодержащие ультрабазиты — Сг; ультрабазиты — Сг; нориты — безрудные.

Особое значение для металлогенической характеристики мезохрона имеют формации, с которыми связаны железистые кварциты и роговики. От сходных формационных типов археохрона они отличаются значительно большим удельным весом осадочных пород в их составе, относясь уже к типу вулканогенно-осадочных формаций. Л. Н. Формозова, подробно изучавшая формационные типы железистых руд докембрия, охарактеризовала пять типичных для мезохрона формаций: 1) лептитовую, 2) криворожскую, 3) тимискаминг, 4) итабиритовую, 5) таконитовую.

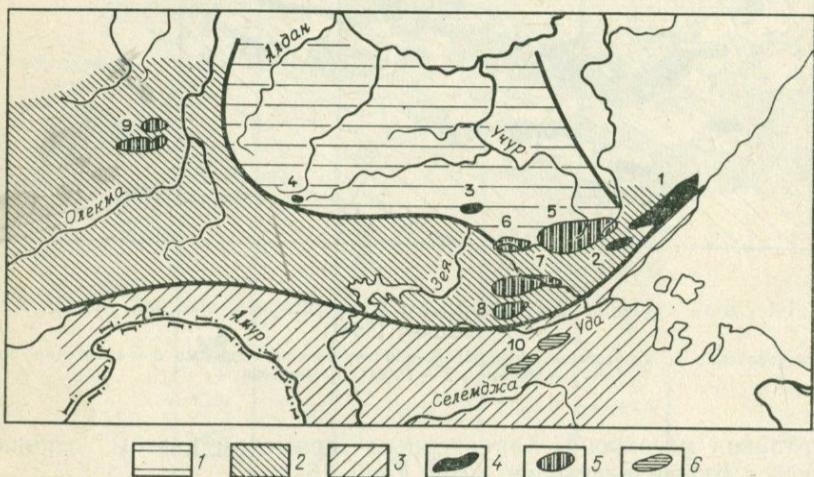


Рис. 15. Схема размещения анортозитов Дальнего Востока:

1 — Алданский щит; 2 — Становая складчатая область; 3 — Монголо-Охотская складчато-gneissовая область; 4 — массивы автономных анортозитов лабрадоритового типа (1 — Лантарский, 2 — Лавлинский, 3 — Удиткский, 4 — Каветинский); 5 — массивы автономных анортозитов андезинитового типа (5 — Геранский, 6 — Кун-Маньенский, 7 — Сахатский, 8 — Чогорский, 9 — Каларский); 6 — массив «щелочных» анортозитов Баладекский (10)

Железорудные формации археохрона и мезохрона, содержащие железистые кварциты и роговики, редко отличаются от формационных типов кремнисто-сланцевого ряда, верхнего протерозоя, содержащего уже оолитовые руды. Данные об их возрасте в разных регионах различны. Нижняя их граница колеблется от 1700 млн. лет (Северная Австралия) до 1150 млн. лет (Южная Африка), верхняя граница близка к 700 млн. лет.

Породы этой формации залегают уже в плоских широких платформенных и субплатформенных прогибах, резко отличающихся от геосинклинальных прогибов, характерных для формаций, с которыми связаны железистые кварциты и роговики.

Сравнивая особенности вулканизма археохрона и первой половины мезохрона с более молодыми этапами древней истории развития Земли и неохрона, Е. М. Лазько приходит к следующим основным

выводам. В течение второй половины мезохрона происходит четко выраженное общее уменьшение интенсивности вулканизма и постепенное его затухание; отдельные периоды повышения вулканической активности имеют региональное распространение и не нарушают общей закономерности. Выявляются также изменения в составе вулканитов. В базальт-андезит-риолитовой группе формаций, характерной для неохрона, преобладают средние по составу вулканиты, тогда

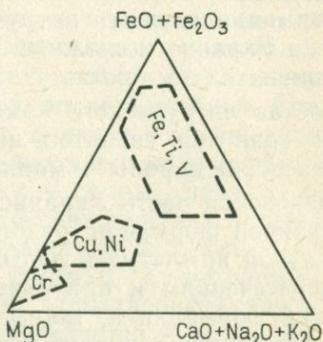


Рис. 16. Диаграмма полей составов рудоносных пород (по А. И. Богачеву, 1972)

как для аналогичных более древних формаций, особенно относящихся к археохрону, не менее типичны основные разности.

В пределах Советского Союза неизвестны такие дифференцированные массивы, в состав которых содержатся и основные—ультраосновные магматические образования и кислые. Однако Ю. А. Кузнецов считает, что Мончегорский plutон на Кольском полуострове должен быть отнесен к этому же формационному типу. С ним ассоциируются медно-никелевые ликвационные месторождения. Такого же характера медно-никелевые руды Печенги также связаны с отчетливо дифференцированными пластообразными интрузиями основных и ультраосновных пород.

Для рассматриваемого этапа характерны обширные территории, находящиеся в платформенном либо квазиплатформенном состоянии. Кроме дифференцированных основных—ультраосновных пород и пород основного состава, относящихся чаще всего к габбро-анортозитовой формации, содержащей часто значительные количества сиенитов и близких к ним образований, здесь широко развиты специфические граниты, среди которых наиболее специфична формация рапакиви. Как и габбро-анортозитовая формация, она слагается различными породами. В ее составе, кроме рапакиви и других типов гранитов, обязательно присутствуют лабрадориты и габбро-нориты, а также различные эфузивные и жильные породы. Граниты рапакиви, кроме весьма своеобразных текстурных и структурных признаков, обладают слабым химизмом — резким преобладанием железа над магнием и калия над натрием. По заключению В. С. Соболева и А. А. Полканова, эти признаки характерны для гранитоидов, сформировавшихся в платформенных условиях. Важной их геохимической особенностью является также обогащение фтором.

С формацией рапакиви в пределах Балтийского щита связаны своеобразные скарны, в том числе оловоносные (Питкяранта); на Украинском щите в них залегают многочисленные тела морионаносных камерных пегматитов.

В платформенных условиях также образуется сложная щелочная габбро-гранитная формация, в составе которой определяющую роль играют щелочные породы, в ряде случаев присутствуют ультраосновные и кислые интрузивные образования. Типичными примерами этой формации служит интрузивный комплекс Восточного Приазовья на Украине и сложный pluton Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове.

В состав интрузивного комплекса Восточного Приазовья входят массивы гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и щелочные метасоматические породы — мариуполиты.

Приазовская часть Украинского щита, где распространены породы указанной формации, разбита крупными разломами на ряд блоков с разной амплитудой вертикальных перемещений, именно к ним и их пересечениям и приурочены все массивы, входящие в состав указанной формации и, таким образом, они относятся к группе типичных трещинных интрузивов гипабиссального характера. В процессе формирования состав магматических расплавов изменился в сторону обогащения щелочами. При этом весьма большую роль играли процессы метасоматоза. С формацией связаны рудные образования с цирконом (гафнием) и минералами ниобия и тантала.

Позиция массива Гремяха-Вырмес контролируется разломами. Массив был сформирован в три основных этапа, для которых характерны следующие комплексы пород: 1) перидотиты, пироксениты, габбро-анортозиты, акерит-пуласкиты; 2) нефелиновые сиениты-ийолиты; 3) щелочные сиениты, щелочные граниты. В процессе формирования существенную роль играли автометасоматические процессы. С комплексом связаны железо-титановые месторождения, содержащие ванадий и скандий.

Е. М. Лазько рассмотрел распределение интрузивного магматизма по временным интервалам мезохона [13]. Наиболее четко выраженная эпоха интрузивного магматизма соответствует окончанию раннего протерозоя (1900—1800 млн. лет). Несколько менее четко выделяются еще две эпохи интрузивной деятельности, возраст которых около 2100 млн. и 1400 млн. лет. Первый интрузивный комплекс формировался в пределах геосинклиналей, а второй — в условиях «подвижной платформы».

К концу мезохона магматическая деятельность в пределах Советского Союза, по данным Е. М. Лазько [13], постепенно затухает и ее конечные проявления отмечаются во многих регионах излияниями плато-базальтов, от которых в большинстве случаев сохранились лишь корни в виде серии даек, возраст которых 1100—1200 млн. лет. Е. М. Лазько приходит к выводу, что указанный возрастной интервал имеет «огромное значение не только с точки зрения развития магматизма ..., он, по-видимому, знаменует собой один из важнейших переломных моментов в истории земной коры, когда

завершился первый и начался второй геосинклинальный цикл» [13, с. 116].

В. Е. Хайн выделяет кибарский (раннесреднерифейский этап, возраст 1650—1000 млн. лет). Именно в этот период произошла регенерация геосинклинальных условий в виде складчатых поясов Центральной и Юго-Западной Африки, однако анализ геологических формаций, характерных для кибарского этапа (ограниченное развитие вулканических пород, отсутствие типичных вулканогенных комплексов, характерных для ортогеосинклинальных систем), свидетельствует уже о затухании геосинклинального режима. Этап завершился проявлением позднекибарских тектоно-магматических процессов, соответствующих грэнвильской эпохе Северной Америки и имеющих возраст около 1000 млн. лет. В связи с этими движениями в антиклинальных зонах Кибаро-Анколид произошло внедрение оловянноносных гранитов. В конце среднего — самом начале позднего рифея фиксируется полное угасание геосинклинального режима как в поясе Кибаро-Анколид, так и его аналогов, а также на острове Мадагаскар, где также известны граниты с возрастом около 1000 млн. лет. Следующий катангский (позднерифейский — ранневендский) этап (1000 — 620 млн. лет) является уже этапом дислокаций платформенного чехла Африканской платформы.

Сопоставление возраста докембрийских гранитоидных пород Бразильского и Гвианского щитов, произведенное Ю. Шубером еще в 1966 г., показывает, что наиболее молодые тектоно-магматические процессы в докембрии на этом континенте формировались 1200 ± 140 млн. лет назад.

В пределах Африканского и Южноамериканского континентов докембрийская история прослеживается от самых ранних ее этапов, хотя в Южной Америке известны лишь единичные определения, документирующие раннеархейский этап. Архейские тектонические движения всюду имеют специфический характер. Их лучше всего иметь зачаточно геосинклинальными [6]. В Африке и Южной Америке геосинклинальные условия в докембрии прослеживаются до рубежа в 1200—1000 млн. лет. Иные особенности строения характерны для докембрийских комплексов материков Северного полушария. В пределах Канадско-Гренландского щита, Восточно-Европейской и Сибирской платформ, начиная с низов среднего протерозоя (1700—1600 млн. лет), устанавливается режим «подвижной платформы». В этих условиях формируются специфические комплексы дифференцированных основных — ультраосновных пород, платформенных гранитов, щелочных интрузивов, щелочных — ультраосновных ассоциаций и др.

Особое место занимает материк Австралии. «Кратонизация» австралийской платформы в основном завершилась раньше других платформ Южного полушария (1400 млн. лет). В конце раннерифейского (готского) этапа развития этой платформы в восточной ее части, в интервале 1500—1400 млн. лет, был сформирован вулкано-плутонический пояс, состоящий в основном из кислых вулканитов и гранитов и обозначавший границу платформы и Тихого океана. Этот

пояс наложен и частично смешен к востоку по отношению к аналогичному, но более древнему поясу (с возрастом 1800—1700 млн. лет).

НЕОХРОН И ЭПИНЕОХРОН

При решении проблемы важнейших рубежей в истории геологического развития Земли на первое место должен быть поставлен историко-геологический метод.

Геосинклинально-платформенная концепция, которая возникла уже более ста лет тому назад, была создана и развивалась главным образом на основе анализа структурных и магматических особенностей неохрона. Структурные формы и слагающие их формации (осадочные, осадочно-вулканогенные, магматические и метаморфические) до последнего времени изучались лишь в пределах континентов, и в этой области накопился большой и весьма ценный материал. Лишь в самый последний период (семидесятые — начало восьмидесятых годов) начались интенсивные исследования геологических и геофизических особенностей акваторий океанов и переходных зон между континентами и океанами.

Особую ценность, на наш взгляд, представляют данные по геологическому строению и характеристике осадочно-вулканогенных и рудных формаций молодых геосинклинальных структур Тихоокеанского пояса. Именно здесь геологи обладают прекрасным полигоном для изучения современных геосинклинальных процессов и самых молодых мезозойских и кайнозойских структур. Именно здесь удается проследить непосредственные переходы между «живыми» геосинклиналями и наиболее молодыми мезозойско-кайнозойскими структурными формами. Именно здесь развиты структуры, которые не деформированы сколько-нибудь существенно последующими геологическими процессами, и их особенности не скрываются «туманом метаморфизма».

Геосинклинальные системы

Цикл геосинклинального развития состоит из двух главных стадий — собственно геосинклинальной, для которой характерны интенсивные погружения, и орогенной, во время которой геосинклинальные системы превращаются в области горообразования и, следовательно, начинают преобладать поднятия. Обе стадии органически связаны друг с другом и должны рассматриваться в рамках единого геосинклинального цикла.

Каждая из главных стадий подразделяется, в свою очередь, на два этапа (многими они также именуются стадиями и, следовательно, выделяются четыре стадии геосинклинального цикла).

Длительное (более миллиарда лет) развитие геосинклинальных зон и поясов неохрона распадается на ряд циклов: байкальский (рифей — ранний палеозой), каледонский (ранний палеозой — сиур), герцинский (средний и поздний палеозой), киммерийский (ранний и средний мезозой) и альпийский (поздний мезозой и кайнозой). Последние два цикла объединяются в единый альпийский

цикл. Кроме того, выделяются зоны современных «живых» геосинклинальных структур.

Начальный этап развития геосинклинальной стадии. Используя терминологию Н. С. Шатского, который называл каледонские геосинклиналии системами, умершими в младенческом возрасте, мы можем считать герцинские сооружения системами, закончившими свое существование в зрелом возрасте, и лишь киммерийские (мезозойские), альпийские и современные причислить к геосинклинальным «долгожителям». В неохроне, по данным В. Е. Хайна, геосинклинальные системы либо наследуют системы предыдущего цикла, либо накладываются на более древнее консолидированное поднятие, однако в обоих случаях начальный этап развития характеризуется усилением и расширением области погружения.

Магматические образования этого этапа, этапа начальных погружений, приурочены к структурам как эвгеосинклинального, так и эвгеоантиклинального характера. Среди них выделяются два главных типа — структуры, сложенные группой (в основном подводных) спилит-диабаз-кератофировых формаций, и структуры, в пределах которых широко развиты серии вулканитов кислого состава. Этую последнюю группу формаций можно назвать базальт-риолитовой контрастной формацией, в пределах которой выделяются участки развития более кислых пород риолитовой или метариолитовой формации.

Первая группа формаций особенно типична для Урала, вторая — для Рудного Алтая. Д. С. Штейнберг, Т. И. Фролова и другие геологи выделяют среди группы уральских вулканогенных формаций недифференцированные (диабазовые и спилит-диабазовые), контрастные (диабаз-альбитофировые) и непрерывно дифференцированные (базальт-андезит-дацит-риолитовые) формации.

Процессы вулканизма в обеих группах формаций (уральской и рудноалтайской) завершаются образованием малых интрузий — калинатровых субвулканических пород, плагиопорфиров и диоритовых порфириотов. В уральской группе формаций интрузии имеют в целом более основной характер.

С породами этих формаций ассоциируют колчеданные пиритовые, медно-цинково-колчеданные и медно-цинково-свинцово-колчеданные руды. М. Б. Бородаевская в 1969 г. выделила среди вулканогенных комплексов Урала недифференциованную, слабо рудоносную, последовательно дифференциованную риолит-дацит-андезит-базальтовую и контрастную риолит-базальтовую формации. Д. И. Горжевский в 1976 г. подчеркнул тесную пространственную и возрастную связь медно-колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения с малыми интрузиями базальт-риолитовой формации.

По времени образования к уральским сериям преимущественно основных вулканитов близки массивы гипербазитов и сложных интрузий существенно основного состава. Среди них выделяют две главные группы пород. Первая группа в основном представлена породами ультраосновного состава (перидотитовая или гипербазитовая формация). Эта серия интрузивных образований, по мнению Ю. А. Кузнецова, связана с ультраосновной магмой. С формацией ассоциируют месторождения хромитов, металлов платиновой группы

(осмия и иридия), а также продуктов изменения перидотитов (асбеста, талька и др.). Вторая группа интрузивных пород широко распространена во многих геосинклинальных системах, состоит из ряда формаций, которые Ю. А. Кузнецов объединяет в габбро-плагиогранитную группу и считает продуктом дифференциации базальтовой магмы. В группе выделены четыре интрузивные формации: 1) габбро-пироксенит-дунитовая; 2) габбро-диорит-диабазовая; 3) габбро-плагиогранитная; 4) плагиогранитная. В ее состав, таким образом, входят породы от ультраосновных до кислых, однако все они принадлежат к собственно геосинклинальному этапу развития геосинклинальных систем. Во многих случаях четко устанавливается пространственная и генетическая связь пород с вулканогенными комплексами спилит-диабаз-кератофирового ряда.

Характерная особенность интрузивных формаций этой группы — преобладание их в составе, с одной стороны, габроидных пород, а с другой — плагиогранитов и альбитовых гранофирам, при совершенно подчиненной роли пород промежуточного состава, причем промежуточные разности чаще всего образуются в результате процессов гибридизма.

Ю. А. Кузнецов подчеркивает, что выделение формаций в значительной мере условно, между ними нет четких границ, в ряде случаев они связаны друг с другом взаимными переходами. В целом, более основные породы в пределах интрузивного цикла обычно и более ранние.

Естественно, что столь разнообразные по составу интрузивные образования содержат месторождения различных полезных ископаемых: от месторождений платины, платиноидов и хромитов (ультраосновные компоненты), титаномагнетитов и некоторых медных месторождений (габроидные и некоторые ультраосновные разности) до разнообразных kontaktово-метасоматических железорудных, медных и других месторождений, а также гидротермальных месторождений золота и ряда редких и цветных металлов (кислые составляющие).

Иные соотношения наблюдаются в эвгеосинклинальных структурах, сложенных базальт-риолитовой и риолитовой формациями. С этими в значительной мере континентальными комплексами ассоциируют медно-полиметаллические месторождения. Наиболее характерные полиметаллические месторождения проявлены в пределах Рудного Алтая. Здесь, по данным Д. И. Горжевского, Г. Ф. Яковлева и П. Ф. Иванкина, выделяются две группы месторождений: колчеданно-полиметаллическая и собственно полиметаллическая.

Промежуточный тип между спилит-диабаз-кератофировыми формациями, с одной стороны, и базальт-риолитовыми и риолитовыми формациями, с другой — имеет порfirитовая формация (или группа формаций). Эта формация, характеризующаяся в целом повышенной кислотностью по сравнению со спилит-диабаз-кератофировой, часто сменяет последнюю во времени. В составе формации преобладают порfirиты (от андезит-базальтовых до андезит-дацитовых), присутствуют также риолитовые порфиры и плагиопорфиры. Трещинный вулканизм, характерный для спилит-диабаз-кератофировой форма-

ции, в значительной мере замещается центральным; повышается роль пирокластических образований. Породы имеют уже не только субмаринное, но и континентальное происхождение. Характерны не зеленокаменные изменения пород, типичные для спилит-диабаз-кератофировой формации, а окисление железосодержащих минералов, в результате чего породы приобретают красновато-лиловые тона.

Эта группа формаций в целом отличается меньшей дифференцированностью по сравнению со спилит-диабаз-кератофировой и базальт-риолитовой. С ней также ассоциируют колчеданные месторождения, однако меньшей дифференцированности соответствует и значительно меньшая рудоносность.

Считается, что подобные свинцово-цинковые месторождения всегда связаны с вулкано-плутоническими комплексами орогенной стадии. Данные В. Н. Козеренко и Е. М. Лазъко по типичной провинции подобного типа (Приаргунской краевой зоне Восточного Забайкалья) показывают, что это не всегда так; малые интрузивные тела порфиро-порфиритовой серии, завершающие процессы позднеюрского магматизма, с которыми наиболее близко ассоциирует полиметаллическое оруденение региона, одновозрастны гранитным штокам Центральной зоны, завершающим геосинклинальную стадию развития Восточного Забайкалья. Таким образом, в этой провинции значительная часть полиметаллического оруденения связана с магматизмом геосинклинальной стадии. Однако как в пределах Восточного Забайкалья, так и во многих других регионах (и, в частности, в пределах Рудного Алтая) свинцово-цинковые месторождения иногда действительно ассоциируют и с магматическими комплексами орогенной стадии.

Важнейший элемент геосинклинальной переработки древних консолидированных масс — интенсивность и глубина заложения глубинных разломов, выводящих магматические продукты из различных оболочек Земли. Весьма интересны данные Д. И. Горжевского о мощности сиалического слоя в разных по своему характеру провинциях и о примерных соотношениях базальтового и сиалического слоев. В провинциях со свинцово-цинковым оруденением в карбонатных породах (Приаргунская зона Восточного Забайкалья, Кураминский хребет, Сихотэ-Алинь) мощность сиалического слоя превышает 15 км, а примерные соотношения мощностей базальтового и сиалического слоев 1 : 1, в провинциях с колчеданно-полиметаллическим и полиметаллическим оруденением, ассоциирующим с осадочно-вулканогенными толщами (Рудный Алтай, Юго-Западный Гискар), мощность сиалического слоя 10—15 км, а соотношения базальтового и сиалического слоев 4 : 1—2 : 1 в провинциях с развитием медно-колчеданного оруденения в вулканогенных породах (Урал, Передовой хребет Кавказа) мощность сиалического слоя менее 10 км, а соотношение базальтового и сиалического слоев 4 : 1.

Весь ряд рудных провинций, в которых закономерно и последовательно изменяются геологические условия, развивается на типичной коре материкового типа: все основные черты этих провинций зависят от степени геосинклинальной переработки континентальной коры. В процессе геосинклинальной переработки блоки материковой

коры опускаются по системе глубинных разломов и подвергаются базификации (океанизации). Нам представляется, что опускание и переработка отдельных блоков внутри материковой коры нерационально называть океанизацией, поскольку океанизация осуществляется в тех случаях, когда крупные участки краев материковых масс в процессе опускания и базификации приключаются к океаническим пространствам и приобретают физические параметры, не отличаемые от тех, которые характерны для океанической коры (во всяком случае, на современной стадии геофизического изучения земной коры).

Породы спилит-диабаз-кератофировой группы и сопутствующие им интрузивные образования часто рассматриваются в качестве проявлений начального (инициального, по терминологии Штилле) магматизма в пределах геосинклинальных систем. Однако эти комплексы не обязательно развиваются лишь в начальные этапы развития геосинклиналей. Типичным примером более длительного развития подобных процессов является Урал, где выделяются три (или даже четыре) этапа становления вулканитов указанной формационной группы и сопутствующих им осадочных пород (кремнистых образований, граувакк, глинистых сланцев) и интрузий.

В металлогеническом отношении особое значение среди этой группы формаций имеют гипербазитовая, габбро-пироксенит-дуниловая и габбро-диоритовая.

Главное место в этой группе занимает гипербазитовая (перидотитовая) формация — ассоциации магматических пород, среди которых резко преобладают гипербазиты; габроидные и другие более кислые породы находятся в резко подчиненном количестве. Для формации характерна почти универсальная ассоциация «альпинотипных гипербазитов» с альбитизированными подводными базальтами и глубоководными морскими кремнистыми осадками.

Подобные магматические комплексы сосредоточены обычно в узких зонах, протягивающихся иногда на тысячи километров. Так, протяженность Аппалачского гипербазитового пояса 2400 км, Саянского — около 1000 км, Уральского — выше 1000 км. Пояса приурочены к зонам глубинных разломов, достигающих мантии и создающих особые шовные геосинклинали. Такие глубинные структуры часто хорошо фиксируются геофизическими методами, и, в частности, ими выявляется положение подводных каналов. Последующие тектонические деформации приводят к перемещению интрузивных масс, которые во многих случаях представлены аллохтонными массивами. С гипербазитовой формацией ассоциирует четко выраженный комплекс месторождений полезных ископаемых. Наиболее типичны месторождения хромитов, с которыми во многих случаях связаны незначительные количества осмия и иридия (другие платиноиды — платина и палладий — практически отсутствуют). К серпентинитовым массивам приурочены также месторождения хризотил-асбеста и талька. С измененными породами этой же формации ассоциируют месторождения силикатных никелевых руд, которые по последним данным образовались не только в связи с экзогенными процессами, но и в связи с гидротермальной переработкой пород этой формации,

в которых в значительном количестве, хотя и в рассеянном состоянии, находится никель.

Наиболее детальные сведения об особенностях гипербазитовой формации получены в связи с изучением связанных с ней рудных месторождений, прежде всего, хромитов.

Геологические и геофизические данные выявляют, что гипербазиты в большинстве случаев представляют собой конкордантные лакколитообразные либо моноклинально залегающие тела, во многих случаях расчлененные на тектонические блоки. При изучении внутреннего строения в ряде массивов четко устанавливается вертикальная и горизонтальная зональность в распределении различных петрографических, в том числе рудоносных, разновидностей пород. Так, в массивах Урала и его продолжении в Северо-Западный Казахстан (Крыка, Нурали, Кемпирсайский, Войкар-Сынинский, Ключевской и др.) более кислые разновидности (лерцолиты и гарцбургиты) приурочены к более высоким горизонтам массивов, а более основные дуниты и дунит-гарцбургитовые комплексы размещаются ниже. В Кемпирсайском массиве участок подводящего канала сложен полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом, именно к этой зоне приурочены крупные хромитовые месторождения; по мере движения от этой зоны на запад дунит-гарцбургитовые породы сменяются массивными и порфировидными гарцбургитами, которые далее переходят в троктолиты и оливиновые габбро с участками анортозитов.

Подобное же распределение пород Н. В. Павлов и И. И. Григорьева наблюдали в пределах чрезвычайно крупного (~ 2000 км²) рудоносного массива Манри-Баракоа на Кубе.

К разным породам приурочено хромитовое оруденение не только различной интенсивности, но и несколько различного химического состава, что четко выявляется как в Кемпирсайском массиве, так и в пределах массива Манри-Баракоа. В массиве Люботен (Югославия) выделяется так называемый базальный горизонт хромитовых руд, расположенный вблизи лежачего блока интрузивного тела. В наиболее удаленных от подводящих каналов троктолитовых разностях массивов наиболее крупные рудные тела приурочены к дунит-гарцбургитовым комплексам и определенно тяготеют к дунитовым разностям. Хотя контакты дунитов и хромитов обычно резкие, каких-либо подводящих дорудных зон тектонических нарушений не выявляется.

По форме рудные тела в большинстве случаев представляют собой резко уплощенные и удлиненные линзы или шлиры, реже встречаются жилообразные, столбообразные тела и гнезда сложной формы. Рудные тела обычно залегают плеядами и кулисообразно, образуя группы с общим падением и склонением. Жилы хромитов сравнительно быстро выклиниваются и каких-либо дорудных зон, даже в участках их выклинивания, не устанавливается; столбообразные апофизы и мелкие жильные тела несколько отличаются по составу от главных рудных тел.

Хотя рудные тела не связаны с дорудными зонами тектонических нарушений, однако иногда выявляются незначительные интрапрудные тектонические подвижки. Так, в ряде месторождений в рудных

телах выявляются ксенолиты дунитов; иногда рудные тела рассекаются жилами и жилками дунитов, относящихся к жилам выполнения.

Во многих крупных рудных телах структурные разности распределены закономерно, в конкретном сечении выявляется скрытая симметрическая химическая зональность. Основная центральная часть подобных рудных тел представлена густовкрапленными крупно- и среднезернистыми разностями; среди них выделяются шлиры различной величины крупнозернистых и почти массивных либо вкрапленных руд и дунитов. В периферических частях и в областях выклинивания рудных тел наблюдается значительно большая текстурная и структурная пестрота руд, здесь перемежаются в разных соотношениях полосчатые обособления, гнезда и шлиры средне- и мелко-вкрапленных руд, характер их меняется от убоговкрапленных до сплошных; часто выявляются нодулярные руды. Хромшпинелиды внешних зон содержат больше железа и глинозема по сравнению с хромшпинелидами внутренних частей рудных тел. Изучение нодулярных разностей руд показывает, что кристаллизация вещества нодулей происходила от периферии к центру и, следовательно, они находились в форме расплава, о чем также свидетельствует деформация каплевидных выделений.

При изучении минерального составаrudовмещающих пород и руд установлено, что содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах, связанных с гарцбургитами, составляет 31—45 %, а в хромшпинелидах, ассоциирующих с дунитами, повышается до 61 %.

Порядок кристаллизации петрогенных и рудных минералов в гарцбургитах и дунитах различен, оливины из пород и руд также имеют разный состав. Все эти данные свидетельствуют о том, что кристаллизация осуществлялась из расплавов, имеющих различный исходный химический состав.

В связи с тем, что массивы ультрабазитов в большинстве случаев подверглись последующим интенсивным тектоническим преобразованиям, контакты их с вмещающими породами обычно тектонические и часто подвержены последующим гидротермальным изменениям. Однако в тех относительно редких случаях, когда выявляются первичные контакты, наблюдаются зоны контактовой минерализации, обычно небольшой мощности, но иногда достигающей и первых сотен метров. Эти зоны определенно свидетельствуют о kontaktово-метасоматическом воздействии на вмещающие толщи; экзоконтактовые зоны состоят из граната, пироксена, везувиана, амфибола, пренита, хлорита и других минералов. Типичным примером в этом отношении являются породы новозеландского перидотитового пояса, которые неоднократно описывались в качестве образца низкотемпературного образования альпинотипных гипербазитов. Однако при более тщательном исследовании их контактов были обнаружены реликты высокотемпературных kontaktово-метаморфизованных пород. В частности, были встречены роговики, состоящие из ассоциации «плагиоклаз-диопсид-гиперстен-роговая обманка» и возникшие за счет базальтов. Предполагается, что температура образования этой минеральной ассоциации 700—800 °С. Очевидно, альпинотипные гипербазиты образовались при высоких начальных температурах (око-

ло 1100 °С). В работе Н. В. Павлова приводятся следующие основные выводы, обоснованные значительным фактическим материалом.

1. Ультрабазитовые формации складчатых областей приурочены к глубинным разломам, проникающим в верхнюю мантию, а морфологические особенности самих массивов связаны со структурой вмещающих пород. Распределение петрографических и рудных комплексов в рудоносных массивах обусловлено либо дифференциацией на месте примерно однородной ультраосновной магмы, либо внедрением из подкоровых глубин расплавов с уже начавшейся кристаллизацией в глубинных очагах.

2. Форма обособления хромитовых руд, их взаимоотношения с вмещающими породами и элементы прототектоники рудоносных интрузивов определенно указывают на течение вещества в теле массивов.

Типоморфные особенности пород и рудообразующих минералов, их структуры и текстуры дают основание думать, что формирование гипербазитовых тел и гипогенных руд, с ними ассоциирующих, происходило в результате кристаллизации магнезиально-силикатного расплава как в процессе его внедрения, так и после.

3. Метаморфические и метасоматические преобразования ультраосновных комплексов, особенно значительные в массивах, находящихся во вторичном залегании, происходили в постинтрузивный этап.

4. Гипотезы, согласно которым все гипербазитовые массивы представляют собой протрузии твердого мантийного вещества в земную кору, находятся в явном противоречии с фактическими данными по изучению рудоносных гипербазитовых тел и, во всяком случае, не могут быть универсальными.

Х. Хессом и рядом других исследователей уже давно было выдвинуто предположение, согласно которому гипербазитовые массивы представляют собой непосредственные выходы гидратизированных пород мантии, выжатые вдоль специфических тектонических зон. В последнее время эти взгляды получили достаточно широкое распространение. многими исследователями также подчеркивается, что гипербазитовые интрузивные комплексы геосинклинальных зон приобретают свои специфические особенности в результате серпентинизации и значительных деформаций, в том числе перемещения уже в плотном состоянии вверх по структурно ослабленным зонам.

Различные гипербазитовые пояса обладают весьма разной рудной продуктивностью, что весьма четко устанавливается и в пределах Советского Союза. Гипербазиты широко развиты в Алтае-Саянской складчатой области и Казахстане, известны также на Кавказе, Дальнем Востоке. Классической областью широкого развития пород гипербазитовой формации является Урал.

Гипербазитовые пояса Алтае-Саянской области детально и достоверно описаны рядом исследователей. В пределах этой обширной территории известны лишь рудопроявления и мелкие месторождения хромитов. Уральские гипербазитовые пояса столь же детально охарактеризованы в работах многих геологов. Эта про-

винция, как известно, обладает чрезвычайно крупными запасами хромитовых руд.

Сравнение этих двух хорошо изученных провинций имеет важное металлогеническое значение.

В Алтае-Саянской области выделяется значительное число гипербазитовых поясов. Все они характеризуются лишь весьма малым развитием габброидных и еще более кислых пород. Характерная особенность их химизма — однородный состав. В целом гипербазитовые комплексы Алтае-Саянской области слабо дифференцированы.

Иными особенностями обладают гипербазитовые формации Урала. Здесь с гипербазитовыми массивами сочетаются значительные количества габбро, диоритов и более кислых пород. Гипербазитовые формации Урала отличаются ярко проявленными чертами дифференциации, чему закономерно отвечает их весьма высокая рудная продуктивность.

Н. В. Павлов подчеркивает, что крупные тела хромитов как на Урале, так и в других рудных районах приурочены к полосчатым дифференцированным дунит-гарцбургитовым комплексам.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация. Породы габбро-пироксенит-дунитовой формации встречаются относительно редко. Так же, как и охарактеризованная выше гипербазитовая формация, они всегда ассоциируются с эфузивно-осадочными геосинклинальными комплексами, являясь по отношению к ним несколько более молодыми по возрасту.

Особое металлогеническое значение имеет комплекс интрузивных пород, входящих в состав формации (дунит-клинопироксенитовая ассоциация по Д. С. Штейнбергу). Зоны развития габбро-пироксенит-дунитовой формации протягиваются обычно параллельно соответствующим по возрасту поясам дунит-гарцбургитовой формации, располагаясь с континентальной стороны и являясь, следовательно, более консолидированными структурами. Иногда они входят в состав офиолитовых поясов, образуя вместе с ними структурные зоны переходного типа. В отличие от офиолитов выявляется их ассоциация с калинатровыми эфузивными породами — трахитами и близкими к ним образованиями, характерными уже для более поздних стадий развития соответствующих геосинклинальных систем.

Массивы формации образуют вытянутые в плане, иногда близкие к изометричным тела и окружены обычно оторочками пироксен-плагиоклазовых роговиков мощностью до 100 м.

Дуниты габбро-пироксенит-дунитовой формации близки к дунитам альпинотипных массивов как по железистости, так и по содержанию хрома и никеля. При приближении к пироксенитам железистость возрастает, хромит замещается магнетитом с примесью титана, породы преобразуются в оливиниты. Важная черта дунитов — повышенная платиноносность (Урал, Аляска).

Дунит (оловинит)-клинопироксенитовые комплексы, обычно в виде трубчатых тел, встречаются также в пределах платформ, здесь они отличаются более резко проявленной щелочностью; в состав этих комплексов входят щелочные породы, недосыщенные кремнеземом; мельтейчты, ийолиты, уртиты, которые содержат монтичеллит, ме-

лилит, перовскит. К ним приурочены тела карбонатитов со скоплениями флогопита и апатита.

Образования сложно дифференцированных комплексов, подобные габбро-плагиогранитовой группе формаций, «могут возникать только при наличии громадного и долго существующего глубинного магматического очага, дающего соответственно крупных размеров многофазные интрузивные тела, в которых, кроме того, может также проявиться и дифференциация на месте» (Кузнецов, 1964, с. 60). Подобные интрузивные комплексы чаще всего образуют линейные тела, вытягивающиеся вдоль складчатых структур и образующих «пояса», что определенно указывает на их связь с глубинными разломами. Однако для этой магматической формации обычно не выявляется связь с наиболее глубинными разломами, уходящими в мантию, как это устанавливается при геофизических исследованиях участков развития гипербазитовых интрузий.

Наиболее распространенные члены формации — породы группы габбро. Породы ультраосновного состава распространены мало, чаще всего преобладают пироксениты, перидотиты обычно отсутствуют. Широко развиты средние и кислые породы: диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты.

Сложный комплекс интрузивных образований сопровождают обильные и разнообразные жильные породы, представленные в основном мелкозернистыми либо порфировидными разностями интрузивных пород формации.

Не во всех провинциях в районах развития данной формации одновременно присутствуют все ее члены. В ряде случаев некоторые отсутствуют, причем обычно выпадают крайние члены формации — кислые или ультраосновные. Количество гранитоидных пород варьирует в широких пределах, иногда они отсутствуют.

С габбро-пироксенит-дунитовой формацией связан определенный комплекс рудных месторождений. С дунитами ассоциируют магматические месторождения хромитов и платины. Месторождения хромитов обычно невелики, месторождения платины (и платиноидов) имеют большое экономическое значение. С габбро, пироксенитами и горнблендитами связаны месторождения титаномагнетитов (обычно с ванадием, в редких случаях с медью). С более кислыми разностями (кварцевыми диоритами и др.) ассоциируют контактово-метасоматические месторождения меди и железа.

Минералогической особенностью комплексов в целом является весьма широкое развитие магнезиальной шпинели не только в ультраосновных, но даже и в габброидных породах, а также исключительно широкое распространение роговой обманки (продукт постмагматической амфиболитизации пироксенов) и появление кварца наряду с основными плагиоклазами и темноцветными минералами.

По химическим особенностям ультраосновные породы габбро-пироксенит-дунитовой формации сходны с гипербазитами самостоятельной перидотитовой формации, отличаясь лишь несколько повышенными содержаниями кальция. В то же время они существенно отличаются от дифференциатов обычных интрузий, характерных для тектонически спокойной обстановки. На этом основании делается важ-

ный генетический вывод о том, что, вероятно, «по своему происхождению ультраосновные породы рассматривающего формационного типа ближе к ультраосновным породам гипербазитовой формации, чем к соответственным породам дифференцированных интрузий устойчивых областей» (Кузнецов, 1964, с. 63).

Породы только габбро-пироксенит-дунитовой формации широко распространены в пределах весьма продуктивного, многократно описанного Уральского платиноносного пояса.

Важные для металлогении выводы могут быть сделаны при сравнении продуктивных уральских интрузивных комплексов с породами габбро-пироксенит-дунитовой формации, которые развиты в регионах восточнее Урала. В Восточном Казахстане наиболее типичным их представителем является массив Тасиктас, сложенный в основном габброидами, среди которых резко обособляются тела дунитов. Массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации известны также в пределах Западного и Восточного Саяна. Для этих массивов весьма характерна большая свежесть пород, связанная с очень ограниченным развитием процессов эпимагматических изменений; типично также слабое развитие дайковой серии. Все эти признаки резко отличают интрузии Западного Саяна от продуктивных многофазных и интенсивно дифференцированных и измененных эпимагматическими процессами габбро-пироксенит-дунитовых комплексов Урала.

Габбро-диоритовая формация. По мнению Ю. А. Кузнецова, эта весьма широко распространенная формация представляет собой интрузивный гипабиссальный аналог спилит-диабазовых комплексов геосинклинальных систем. Для интрузивных тел формации наиболее характерны пластообразные формы. Интрузивы обычно дислоцированы вместе с вмещающими толщами, более или менее интенсивно метаморфизованы, в ряде случаев вплоть до превращения их в амфиболиты, актинолитовые сланцы и другие метаморфические комплексы.

В большинстве случаев интрузивные тела имеют небольшие размеры и слабо проявленную дифференциацию. Подобные интрузивы обладают однообразным составом. Однако известны и значительно более крупные массы, в которых процессы дифференциации четко проявлены.

Ряд исследователей связывает с этой формацией постмагматическое оруденение золото-кварцевой (количество сульфидов до 5 %), и золото-кварц-сульфидной формаций (количество сульфидов 5—20 %).

Эта формация широко развита, например, в Кузнецком Алатау, где, по мнению Ю. А. Кузнецова, с нею достаточно ясно связывается золотоносность ряда районов.

С габбро-диоритовой, так же как и с габбро-пироксенит-дунитовой формацией, ассоциируют позднемагматические месторождения титана, ванадия и железа. Среди титаномагнетитовых месторождений изредка встречаются месторождения, отличающиеся большим количеством апатита и борнита (волковский тип на Урале).

В области миогеосинклинали западного склона Южного Урала к крупной пластообразной Кусинской интрузии протерозойского возраста (радиометрический возраст около 1300 млн. лет) приурочена

группа ильменит-титаномагнетитовых месторождений — Кусинское, Медведевское, Копейское, Матиальское и другие. Месторождения локализованы в зоне крупного нарушения между двумя различными толщами верхнего протерозоя.

Ю. А. Кузнецов отмечает, что крупное тело Кусинской интрузии характеризуется по сравнению с обычными интрузиями этого формационного типа значительной дифференцированностью, что, по-видимому, и определяет его высокую рудную продуктивность.

С габброидными породами, пироксенитами и их измененными разностями, слагающими сложную габбро-пироксенит-дунитовую формацию, в ряде случаев ассоциируют месторождения, главную ценность которых составляют руды железа или ванадия (например, существенно железорудное Качканарское месторождение и существенно ванадиевые Гусевогорское, Первоуральское и Волковское месторождения на Урале). Кроме того, магматические ванадийсодержащие месторождения ассоциируют с габбро-монцонит-сиенитовой формацией (месторождения Сваранцкое и Камакарское в Армении).

Габбро-плагиогранит-сиенитовая формация. Многие исследователи подчеркивают, что внедрение ультраосновных и основных пород собственно геосинклинальной стадии часто завершается интрузиями, в составе которых существенную роль играют породы гранитного (преимущественно плагиогранитного) состава. Цикл магматических интрузивных образований, связанных с развитием геосинклинальных структур, обычно распадается на стадии, в пределах которых ультраосновные породы — наиболее ранние, позже формируются габброидные серии; завершением если не всех, то многих стадий являются интрузии кислых пород. Подобные интрузивные формации, в составе которых кислые породы играют существенную роль, выделяются под разными названиями. Ю. А. Кузнецов выделяет габро-плагиогранитную формацию.

Во многих случаях в составе этой формации присутствуют сиениты, граносиениты и другие субщелочные породы и поэтому в целом ее лучше всего именовать габро-плагиогранит-сиенитовой. Возникновение этой формации — важная веха в развитии магматических интрузивных процессов в геосинклинальных системах. Будучи еще тесно и по всем признакам генетически связана с породами группы габбро, габбро-плагиогранит-сиенитовая формация как бы завершает раннюю стадию геосинклинального развития геосинклиналей. Породы, ее слагающие, в том числе гранитного состава, часто деформированы в результате последующих интенсивных складчатых процессов.

С плагиогранитными и сиенитовыми разностями связаны в основном kontaktово-метасоматические месторождения железа, меди, иногда кобальта.

Весьма типичны месторождения железа подобного типа для Урала (г. Магнитная, Благодать, Высокая, месторождение Песчанское, Соколовско-Сарбайская группа и др.), широко они развиты в Западной Сибири (Темиртау, Таштагол и др.), известны также за рубежом (Айронспринг в США, месторождения Норвегии, Швеции и многих других стран).

С весьма сложным интрузивным комплексом связано Дашкесанское магнетитовое месторождение, в пределах рудного поля которого зафиксировано также кобальтовое оруденение.

Большой сложностью отличаются также интрузивные комплексы Западной Сибири, с которыми связаны известные железорудные скарновые месторождения. В составе рудоносных интрузивов здесь выявляются различные габроиды, диориты, сиениты и граниты. Установлена большая длительность формирования интрузивного комплекса в целом: так, при изучении района Тейского месторождения (Хакасия, район г. Абакана) было выявлено, что более ранние габродиориты и диориты имеют средне-верхнедокембрийский возраст, а прерывающие их граниты датируются верхним кембriем-ордовиком.

С Аурбаховским существенно гранодиоритовым интрузивным комплексом Урала ассоциируют железные руды и медные месторождения Туринской группы, приуроченные к скарновой зоне. Подобная ассоциация железных и медных месторождений распространена широко, однако медные месторождения обычно не достигают крупных размеров.

Обобщая материал по скарновым месторождениям меди, В. И. Смирнов приходит к выводу, что подобные месторождения приурочены к приконтактовой зоне гранодиоритов, плагиогранитов и плагиосиенитов, обычно среди известняков. Таким образом, этот интрузивный комплекс имеет более кислый состав и должен быть отнесен к субформации, в которой группируются более кислые члены общей габбро-плагиогранит-сиенитовой формации. Сульфидная ассоциация, к которой приурочено медное оруденение, образуется на поздней гидротермальной стадии переработки скарнов. Иногда в рудах присутствует золото. В ряде случаев формируются комплексные медно-цинковые (Клифтон в США) или медно-молибденовые (Уиялых-Узень в Хакасии) месторождения. «В многофазных интрузивах указанной более кислой субформации, ассоциирующей с базальтоидными магмами, во всех случаях кислотность нарастала со временем. В конечные этапы образовывались в ряде случаев лейкократовые граниты, с которыми ассоциируется оловянно-вольфрамовая минерализация... Данные по Кузнецкому Алатау, Хакасии, Уралу, Казахстану позволяют наметить сводный ряд последовательности оруденения скарновых месторождений с комплексным оруденением: медно-золото-вольфрамовые — золото-вольфрамовые — оловянно-вольфрамовые — молибден-вольфрамовые — редкометально-вольфрамовые. При этом ранние члены этого ряда ассоциируют с базальтоидными гранитоидами, а поздние — с сиалическими» (Повилайтис, 1975, с. 89).

Железо-кобальтовые месторождения скарнового типа встречаются весьма редко. В. И. Смирнов отмечает, что подобные месторождения приурочены к сложно дифференцированным интрузивным комплексам, которые при общем преобладании гранодиоритов характеризуются наличием более кислых производных и повсеместным присутствием средних и основных дифференциатов (диориты, габбро и диабазы).

Длительный процесс формирования габбро-плагиогранит-сиенитовой формации завершается образованием скарновых ассоциаций и связанных с ними рудных месторождений. На конечном этапе глубинного магматизма во многих районах формируются дайковые серии, среди которых выделяются доскарновые, интраскарновые и постскарновые дайки.

Доскарновые дайки установлены в пределах многих рудных полей. Среди них широко развиты апофизы скарнообразующих массивов; они разнообразны по составу и являются комагматами интрузивов. Состав этих дайковых образований меняется от основных к кислым. Однако в ряде мест среди доскарновых даек установлены лампрофиры и спессартиты, которые представляют собой, по-видимому, крайние меланократовые жильные дифференциаты кислых интрузивных пород.

Интраскарновые дайки встречаются значительно реже доскарновых. Они обычно разделяют стадии образования различных роговиков и скарнов либо, что бывает чаще, внедряются между стадией образования скарнов и стадией их последующего гидротермального преобразования и формирования наложенных гидротермальных комплексов. Таковы, например, дайки плагиоклазовых порфиритов и диабазов Уйзокского железорудного месторождения Западной Сибири.

Постскарновые дайки встречаются в пределах многих рудных полей скарновых месторождений. Чаще всего они имеют основной состав и представлены диабазами и диабазовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами, иногда лампрофирами. Подобные дайки выявлены в пределах железорудных месторождений Западной Сибири, Урала, Азербайджана и на медных месторождениях Урала.

Фактический материал позволяет наметить в составе габбро-плагиогранит-сиенитовой формации субформацию более кислых пород, сложенную, в основном, гранодиоритами, плагиогранитами и плагиосиенитами, с которыми ассоциируют скарновые медные и железомедные месторождения. Кроме того, намечается выделение субформации от габбро-сиенитов до аляскитов и гранит-аплитов; для подобной субформации характерно железо-кобальтовое оруднение.

Предложенное выделение субформаций еще требует сбора дополнительного материала и не может в настоящее время считаться окончательно установленным.

Формирование охарактеризованных интрузивных комплексов (синтектонических) завершает первый ранний этап геосинклинального цикла, который В. Е. Хайн назвал этапом (стадией) начальных погружений. В конце этой «стадии» частные инверсии наиболее интенсивно прогибающихся частей геосинклинальной системы, складчатость и интрузии приводят к новообразованию частных геоантклинальных структур («интрапланклиней»). Образование гранитной составляющей габбро-плагиогранит-сиенитовой формации петрологи объясняют по-разному. По мнению многих исследователей, кислые и близкие к ним разности тесно связаны с основной магмой и являются ее дифференциатами. По мнению других, граниты формируются в связи с гранитизацией вмещающих пород.

К этой же группе формаций относятся габбро-диорит-плагиогранитная и близкая к ней, но обычно позже образующаяся тоналит-плагиогранитная формация, с которыми, по данным С. Д. Шера [37], ассоциируют золоторудные месторождения ряда районов в Австралии и Советском Союзе. Наиболее близки к золотому оруденению массивы, штоки и дайки плагиогранитов.

В некоторых районах (например, в Колымском крае) устанавливается «дебатолитовый» возраст этих рудоносных формаций. С. Д. Шер [37] считает подобные магматические образования продуктом кристаллизации смешанных базито-гранитоидных магм.

Второй этап геосинклинальной стадии. В результате образования внутренних поднятий в конце первого этапа существенно меняется общая физико-географическая обстановка в пределах геосинклинальной системы. Возникают многочисленные архипелаги, между которыми находятся глубокие впадины (моря—проливы). Хотя темп прогибания отдельных прогибов несколько снижается, их общая площадь продолжает расширяться. Наиболее типичная осадочная формация этого этапа — флишевая. Она залегает, чаще всего вполне согласно, на формациях первого этапа (спилит-диабазо-кератофировой, аспидной или нижней терригеновой) и характерна как для эвгеосинклиналей, так и для миогеосинклиналей, в ряде случаев развивается и на срединных массивах. Эта формация характерна для интенсивно прогибающихся отрицательных структур второго этапа, обычно ограниченных зонами активных глубинных разломов. В пределах таких зон осуществляются уже надвиговые явления и, следовательно, в геосинклинальной системе начинает проявляться сжатие.

В тылу подобных прогибов, во внутренних частях системы, во многих случаях активно продолжается вулканическая деятельность. Состав магматических продуктов, по сравнению с вулканическими образованиями первого этапа геосинклинальной стадии, меняется, повышается роль более кислых пород. Для этого этапа характерна порфиритовая (андезитовая) формация, в ряде случаев приходящая на смену более основной спилит-диабазо-кератофировой. Подобные соотношения наблюдаются на Кавказе (альпийский цикл) и на Урале (герцинский). Однако необходимо рассматривать не только временные соотношения, последовательность этапов в образовании вулканитов разного состава, но и структурные условия формирования их в различных регионах. Так, в Андах Южной Америки весьма широко развита порфиритовая формация, которая как бы замещает спилит-диабазо-кератофировую. Для Рудного Алтая характерны еще более кислые вулканические образования базальт-риолитовой формации. Таким образом, целесообразно выделять вулканогенную подводно-континентальную надформацию, которая в различных структурных условиях меняет свой состав от существенно основного до в значительной мере кислого.

Раннеорогенный этап. Конец второй стадии — начало важнейшей переломной эпохи в развитии геосинклинальных систем эпохи общей инверсии, с которой совпадает главная фаза образования батолитовых гранитоидных тел, характерных для складчатых геосинкли-

нальных областей. С этого момента в развитии геосинклинальной системы начинают преобладать воздымания.

Абсолютно преобладающая часть крупных интрузивных тел данного этапа представлена породами гранитоидного ряда — различными гранитами и гранодиоритами, в некоторых случаях относительно широко распространены кварцевые диориты; более основные породы (диориты, габбро, монцониты) пользуются ограниченным распространением. В противоположность ранним гранитоидам, входящим в состав габбро-плагиогранит-сиенитовой формации, отличающимся преобладанием натрия над калием, эти огромные гранитоидные массы являются существенно калиевыми; с их воздействием связан метаморфизм вмещающих осадочно-вулканогенных толщ, который принято называть региональным.

Массы гранитоидных пород приурочены обычно к главным геотекtonическим поднятиям складчатой области и вытягиваются в соответствии с региональным простиранием структур. Площади выходов гранитоидных батолитов составляют часто многие сотни и тысячи квадратных километров, а иногда и значительно больше. Формация гранитоидных батолитов характерна как для эвгеосинклинальных, так и для миogeосинклинальных зон.

Более детальные исследования выявляют обычно длительное и многофазное формирование гранитоидных батолитов, включающих целый ряд формаций и даже формационных групп. Так, время формирования грандиозного Чилийского батолита около 185 млн. лет. Батолиты Сьерра-Невада и Южной Калифорнии формировались около 80—100 млн. лет. Аналогичные данные получены для батолитов береговых цепей Канадских Кордильер. По материалам Л. В. Фирсова, формирование Магаданского батолита проходило в шесть фаз и длилось около 60 млн. лет.

Общая инверсия и формирование складчатого горного сооружения, гранитизированного и интрудированного гранитоидами и метаморфизованного в результате этих явлений, происходили не сразу. Этот многофазный процесс, начавшийся в конце второго этапа, еще в собственно геосинклинальной стадии охватывал третий этап геосинклинального цикла (раннеорогенный, по В. Е. Хайну).

Ю. А. Кузнецов подобные крупные тела гранитных пород относил к типу автохтонных гранитоидных батолитов. По его мнению, эти крупные, а порой грандиозные массы гранитоидных пород в основном образуются в результате действия теплового потока и сквозьмагматических (или магмообразующих) растворов. Этот инфильтрационный по своему характеру процесс с привносом и выносом веществ на большие расстояния может осуществляться при повышенной проницаемости среды (наличие трещин, системы капилляров), вследствие чего происходят магматическое замещение и постепенное продвижение фронта магмообразования.

Важная роль в образовании гранитных батолитов отводится глубинным разломам. По мнению Ю. А. Кузнецова, благоприятная обстановка для их образования осуществляется в тех случаях, когда глубинные разломы, зародившись на большой глубине, затухают в осадочных толщах более высокого структурного уровня, т. е. в тех

случаях, когда резко изменяется в вертикальном направлении характер проницаемости среды для глубинных растворов и магм, и вместе с тем сближаются геоизотермы в зоне глубинного разлома при приближении к дневной поверхности.

Состав и строение автохтонных гранитоидных батолитов могут изменяться в зависимости от состава замещенных толщ, причем в песчано-глинистых толщах нормально образуются гранитные тела, в граувакковых — гранодиоритовые, в эфузивно-карбонатных — батолитовые комплексы пестрого состава с широким развитием диоритов, гранодиоритов и сиенитов. Сквозьмагматические растворы в типичном случае являются инфильтрационными. В этом случае происходит проплавление — собственно магмообразование, но иногда, особенно на контакте с карбонатными породами, преобладают диффузионные процессы, выражющиеся явлениями асимиляции. Сквозьмагматические растворы, по мнению Ю. А. Кузнецова, имеют мантийное происхождение.

Ю. А. Кузнецов совершенно справедливо замечает, что интрузивные контакты с вмещающими породами, которые обычно наблюдаются в крупных гранитоидных батолитах, отнюдь не являются свидетельством значительных перемещений магматических расплавов, эти перемещения могли быть весьма незначительными. Однако он приходит к выводу, что магмы, образовавшиеся при формировании автохтонных батолитов в определенных условиях, могут быть перемещены с места своего рождения и образовать в другом месте, в иной термодинамической обстановке, гранитоидные тела интрузивного происхождения. В связи с этим Ю. А. Кузнецов выделяет аллохтонные батолиты гранитоидных пород.

Достаточно сложная металлогеническая задача, как это подчеркнуто В. С. Коптевым-Дворниковым, — установление взаимоотношений дополнительных интрузий, сателлитов и жильных пород с крупными гранитоидными массивами. Как известно, различные рудные месторождения часто ассоциируются в пространстве и во времени с подобными магматическими телами («малыми интрузиями»). Эта проблема не имеет общего решения и должна рассматриваться на конкретном материале с применением комплексных геологических, петрологических и geoхимических методов.

Дополнительные малые интрузии и жильные дериваты (схиолиты, по В. Н. Лодочникову), как асхиственные, так и диасхиственные, приурочены к краевым частям массивов глубинных пород, в данном случае — к гранитным батолитам. Малые интрузивные тела, образующие самостоятельные серии, контролируются структурами иного типа и иного возраста по сравнению с теми, которые определяют пространственную позицию крупных массивов и, следовательно, располагаются независимо от контуров гранитных батолитов. Используя структурно-геологические методы, а также петрологические и geoхимические данные, можно отличить самостоятельные малые интрузивные тела от дополнительных интрузий и жильных пород второго порядка, с которыми они часто весьма сходны.

Степень развития дополнительных интрузий и жильных пород в составе крупных гранитных массивов, которые должны быть отнесе-

ны в целом к группе автохтонных батолитов, — весьма важный показатель их потенциальной металлоносности. При большом количестве схизолитовых тел дифференциация массивов происходила и в магматическую стадию. Эти процессы предопределяют в дальнейшем развитие рудной дифференциации, конечным результатом которой является формирование месторождений.

Ю. А. Кузнецов среди групп батолитовых гранитных формаций выделяет три главных типа: 1) гранитных батолитов; 2) гранодиорит-тоналитовых батолитов; 3) гранитоидных батолитов «пестрого состава».

В большинстве случаев с подобными батолитами связаны незначительные по масштабам контактово-метасоматические и гидротермальные месторождения. Широко распространены скарновые месторождения с шеелитом, молибденитом, магнетитом, халькопиритом, золотом и жильные месторождения с молибденитом и золотом. Однако многие исследователи гигантского рудного пояса Кордильер считают, что золоторудные месторождения (преимущественно золото-кварцевой формации) связаны с гранитоидными батолитами, приуроченными к эвгеосинклинальным зонам. «Отчетливо выраженная дифференциация интрузивных пород от основных к кислым создавала, по-видимому, благоприятную обстановку для накопления золотоносных флюидов» [41, с. 101]. Месторождения обычно приурочены к обрамлению гранитоидных батолитов и отсутствуют в их центральных частях. Размещение золотого оруденения в экзоконтактовых зонах весьма неравномерно.

Хорошим примером связи разнохарактерного оруденения с крупными батолитическими телами служат районы Южного и Центрального Тянь-Шаня. Здесь развиты батолитические тела гранитоидов герцинского возраста, отличающиеся многофазностью и разнообразным составом. Для более ранних образований характерны диориты и кварцевые диориты с подчиненными сиенитами и габбро; более поздними являются различные гранитоиды — гранодиориты и граниты, вплоть до лейкократовых разностей. В составе жильных пород установлены гранитпорфиры и гранодиорит-порфиры, в ряде районов выявлены пегматиты, аplitы и лампрофиры.

По данным Магакьяна, для крупных герцинских гранитоидных батолитов Средней Азии характерны скарновые месторождения с шеелитом и частично с молибденитом (Лянгар, Кумбель, Майхура) и скарново-гидротермальные образования с существенно арсенопиритовой минерализацией, содержащие также олово, висмут, золото, кобальт (Мосриф, Брич-Мулла). Формирование гранитоидных батолитов завершает третью раннеорогенную стадию геосинклинального цикла.

Собственно орогенный этап. С переходом к четвертому этапу резко возрастает скорость восходящих движений, и поверхность выравнивания, образованная в результате предыдущего развития, нарушается разломами и подвергается интенсивному короблению. Наступает период активного горообразования.

Оживление разломов, особенно в сводовой части главного поднятия, обусловливает широкое развитие процессов вулканизма. Вулка-

ны располагаются вдоль продольных и поперечных разломов. Особенno интенсивно процессы вулканизма развиваются в участках пересечения разломов разного направления.

Для этого этапа характерна наземная андезит-риолитовая (или порфировая) формация. Породы формации отличаются значительным разнообразием: андезито-базальты и андезиты до риолитов и трахитов. Средний ее состав близок к андезитовому. Существенную роль всегда играют пирокластические образования и игнимбриты (туфоловы).

Данную формацию следует отличить от «добатолитовой» базальто-риолитовой, которая характерна для «разрушенных» срединных массивов и других стабильных участков и как бы замещает раннегеосинклинальную спилит-диабазо-кератофировую формацию эвгеосинклиналей. Породы андезит-риолитовой формации залегают обычно резко несогласно и с существенным стратиграфическим перерывом на складчатых образованиях собственно геосинклинальной стадии. Породы этой формации образуют как бы «вулканические щиты», располагающиеся преимущественно в более внутренних частях геосинклинальных поясов, в ряде случаев — по краям, а иногда — внутри срединных массивов.

Подобные вулканические щиты в ряде случаев занимают весьма большие площади в пределах молодых мезо-кайнозойских зон и областей (ряд участков Забайкалья с прилегающими районами МНР, Камчатка, Армянское вулканическое нагорье, Западная Сьерра-Мадре в Мексике). Широкое развитие породы этой формации имеют в пределах вулканических поясов (Восточно-Азиатского, Центрально-Казахстанского, Кураминского и др.).

С вулканическими породами ассоциируют многочисленные экструзии и малые интрузивные тела — лакколиты, бисмалиты, штоки и дайки, представленные аналогичными вулканическими породами, а чаще более глубинными субвулканическими образованиями (различными гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфирами).

Во многих случаях вулканогенная андезит-риолитовая формация сочетается с молассовыми комплексами, образуя различные промежуточные вулканогенно-осадочные и осадочно-вулканогенные серии.

От малых интрузий, тесно ассоциирующих с вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями, наблюдается постепенный и непрерывный переход к самостоятельным более крупным интрузивным телам, образующим орогенную группу интрузивных формаций. Весьма разнообразные породы этой группы, так же как и их эфузивные аналоги, изменяют состав в широких рамках (от гранитоидов с повышенной основностью — диоритов и гранодиоритов, иногда монцонитов, до ультракислых и щелочных гранитоидов).

Таким образом, среди магматических образований орогенного этапа выделяется серия вулкано-плутонических и плутонических формаций. Накапливается все больше и больше данных, свидетельствующих о том, что именно с этими орогенными магматическими комплексами связано богатое и разнообразное оруденение цветных, ред-

ких, благородных и радиоактивных металлов, а также некоторых видов неметаллического сырья.

По данным Ю. А. Кузнецова, среди гранитоидных магматических тел этого типа выделяются трещинные и пластовые гранитоидные plutоны (плутоны отслоения). Автор приходит к выводу, что как те, так и другие характерны для малых и средних глубин и образуются среди пород, подвергшихся в результате тектонических движений хрупким деформациям.

Среди plutонической группы гранитоидных орогенных формаций может быть выделено по крайней мере пять главных формационных типов:

- 1) гранитоиды повышенной основности («пестрого» состава) с медно-молибденовым оруденением;
- 2) умеренноокислые гранитоиды с молибденовым оруденением;
- 3) лейкократовые калиевые граниты с молибден-вольфрамовым и вольфрамовым оруденением;
- 4) лейкократовые калиевые граниты с оловянным оруденением;
- 5) лейкократовые калиевые граниты с редкометальной и редкоэлементной минерализацией.

По данным В. Т. Покалова и других исследователей, рудоносные plutоны, с которыми связано медно-молибденовое оруденение, обладают крупными размерами (1000 км^2 и более), отличаются в целом повышенной основностью и характеризуются весьма пестрым составом слагающих их пород. Оруденение обычно имеет прожилково-вкрапленный характер.

Массивы, с которыми ассоциирует медно-молибденовое оруденение, относятся в целом к щелочноземельному ряду. Для них характерны, однако, парагенезисы калиевого полевого шпата с андезитом и роговой обманкой или лабрадором, роговой обманкой и пироксеном, т. е. типичные парагенезисы магматических пород повышенной щелочности. Для процессов кристаллизации характерна высокая активность щелочей (особенно калия) при значительном колебании их количества, пересыщенность глиноземом и недосыщенность кремнеземом по сравнению со средними типами пород, по Р. Дэли. Содержание кальция также в ряде случаев выше, чем в средних типах пород. Вмещающие породы на контактах орговикованы и биотитизированы, мощности зон измененных пород обычно достигают нескольких десятков метров.

Особенности таких plutонов свидетельствуют о широком развитии процессов асимиляции и, следовательно, о преобладании явлений диффузии над процессами инфильтрации. По подсчетам В. Т. Покалова, около 70 % всех медно-молибденовых месторождений находится в эндоконтактовых зонах материнских plutонов, 20 % — в их ближайшем экзоконтакте и 10 % — в далеком экзоконтакте.

В пределах plutонов оруденение близко ассоциирует с небольшими штоками и дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, монцонит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров, представляющих собой дополнительные интрузии и жильные отщепления крупных массивов.

Месторождения, залегающие в далеком экзоконтакте, обычно приурочены к вулканическим породам и в некоторых случаях контролируются жерлами вулканов.

Месторождения этой рудной формации приурочены к магматическим комплексам различных фациальных групп — к акроабиссальным, гипабиссальным и мезоабиссальным. Наиболее распростран штокверковый тип рудных тел, однако в некоторых случаях зафиксированы жильные месторождения, а также трубы и сложные зоны брекций.

Геохимические исследования рудоносных магматических комплексов выявляют низкие содержания молибдена (0,2—0,9 г/т). В породообразующих минералах пород, с которыми связано оруденение, молибден также не накапливался. По данным В. Т. Покалова, рудная минерализация месторождений молибдена связана с процессами кислотного выщелачивания и проходила стадийно. После широко проявленной калишпатизации пород (интервал температур 730—450 °С) образовывались кварцевые жилки и прожилки с магнетитом, после чего формировалось основное молибденовое оруденение (сначала крупночешуйчатый молибденит, а затем мелкочешуйчатый). В ассоциации с ранним молибденитом выявляется халькопирит, образующий структуры распада в борните. По данным минералотермометрии, температура выделения раннего молибденита 450—370 °С, а позднего 370—300 °С. Широко распространены более поздние кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом, небольшим количеством флюорита и весьма редкими молибденитами. Для этой стадии минерализации определены температуры 300—250 °С; в конечные этапы рудного процесса образовывались прожилки со свинцово-цинковым оруденением, в которых уже фиксируются карбонаты. Распространены они незначительно, образуются в температурном интервале 300—250 °С.

В связи с процессами рудной минерализации вмещающие породы подвергались серицитизации (вплоть до образования вторичных кварцитов) и окварцеванию, а затем березитизации. На многих месторождениях в самом конце формировались прожилки карбонатов и цеолитов (150—50 °С) и развивались процессы аргиллизации.

Медно-молибденовые месторождения обычно приурочены к эвгеосинклинальным структурам, районы их развития характеризуются наличием крупных разломов. Месторождения распространены достаточно широко и представляют собой важный промышленный тип,ключающий более половины запасов меди капиталистических и развивающихся стран и крупные запасы молибдена. Из руд этих месторождений извлекается золото, серебро, селен, теллур и рений. Крупные размеры месторождений, неглубокое залегание руд и равномерное распределение металлов, несмотря на их низкие содержания, выдвинули этот тип в число важнейших объектов.

Этот формационный тип необходимо подразделить на две подформации: 1) прожилково-вкрашенные медно-молибденовые руды кайнозойского (и частично мезозойского) возраста; 2) прожилково-вкрашенные медно-молибденовые месторождения палеозойского и более древнего возраста.

Группа более молодых месторождений, имеющая абсолютный преобладающий удельный вес среди рудных объектов, связана с интрузивными образованиями более основного монцонитового, реже диоритового и несколько более кислого состава; месторождения древней группы чаще всего ассоциируют с породами гранодиоритового ряда.

Умереннокислые молибеноносные гранитоидные массивы представляют собой крупные интрузивные тела, площади выхода которых часто измеряются сотнями, иногда многими сотнями квадратных километров. Они обладают удлиненной, овальной либо более сложной формой, их большая часть сложена гранитами и гранодиоритами. В узких эндоконтактовых зонах развиты кварцевые диориты и диориты, граносиениты и монцониты. Массивы приурочены к поднятиям (краевым и внутренним) в пределах складчатых систем. Сходные интрузивные образования характерны также для зон тектономагматической активизации. Подобные интрузивы относятся к породам щелочноземельного ряда.

Молибден содержится в гранитах в незначительных количествах (0,4—0,7 г/т). Месторождения приурочены к гипабиссальным и мезабиссальным интрузивным комплексам, в некоторых случаях — к акроабиссальным. По форме рудных тел выделяются штокверковый и жильный типы.

Вмещающими породами рудных месторождений являются главным образом сами интрузивные комплексы; рудные тела залегают большей частью в эндоконтактовых зонах массивов, в ряде случаев руды приурочены к древним гранитоидам и вулканитам андезит-риолитового состава.

По данным В. Т. Покалова, наиболее продуктивны зоны эндо- и экзоконтактов, особенно участки, связанные с апикальными частями интрузивов. Оруденение во времени и пространстве тесно ассоциирует с дайковыми дериватами интрузивных тел (гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфиритами и лампрофирами), которые приурочены к зонам повышенной трещиноватости и образуют обширные поля и пояса.

Руды по составу монометальные молибденовые, но многостадийный процесс формирования ведет к усложнению их состава.

На ранних этапах развивались кварцевые и магнетит-кварцевые прожилки, после чего следовало основное молибденовое оруденение (молибденит-кварцевые прожилки), протекавшее иногда в несколько этапов; накладывались более низкотемпературные кварцевые (иногда с флюоритом и карбонатами) прожилки с пиритом, халькопиритом и сульфосолями свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и других металлов с самородным золотом. Формирование сложного медно-полиметаллического оруденения протекало с разной степенью интенсивности и обычно в несколько этапов.

Таким образом, руды молибдена могут представлять интерес и для попутного извлечения других металлов. В некоторых типах руд присутствует вольфрамит (Умальта).

К третьей формации рудоносных гранитов относятся массивы гранитного состава, которые хотя и должны быть отнесены к плутони-

ческим комплексам, достаточно тесно связаны с вулканитами порфировой формации. Они развиты в областях распространения вольфрамовых и вольфрам-молибденовых месторождений, которые М. М. Повилайтис назвала провинциями центральноказахстанского типа. По ее данным, магма поднималась по разломам фундамента и экранировалась эфузивами, возникшими из ее же порций, излившимися на поверхность раньше.

Близповерхностные массивы часто слагают кольцевые комплексы. При внедрении они используют субвулканические структуры. Так, например, гранитные интрузии пермского акчатауского рудоносного комплекса в Центральном Казахстане в ряде случаев приурочены к более древним зонам эруптивных каналов. Часто наблюдаемая изометрическая форма интрузивных тел, связанные с ними кольцевые дайки и дугообразные разломы приводят к выводу, что сам процесс становления интрузий относится к тому же типу явлений, что и процесс образования кальдер. По петрохимическим признакам и набору акцессорных минералов породы этих комплексов комагматичны с эфузивами.

Среди плутонов широко распространены граниты литий-фтористого типа, для них характерно обогащение как фтором, так и редкими щелочами, что снижает вязкость магмы и, следовательно, температуру ее кристаллизации. Граниты последовательных фаз имеют сходный лейкократовый облик, они обладают минеральным и химическим составом, который близок к эвтектическому.

По химическому составу граниты отличаются от щелочноземельного гранита (по Р. Дэли) повышенным содержанием щелочей и кремнезема и более низким — извести и ферромагнезиальных компонентов. Калий заметно преобладает над натрием, породы значительно пересыщены алюминием.

В более поздних фазах гранитов увеличивается роль калиевого полевого шпата и кварца за счет биотита и плагиоклаза, наиболее поздние разности часто относятся к аляскитам. Среди дайковых дериватов характерны аплиты, гранит-порфиры, микрограниты, диоритовые порфириты и лампрофиры. Вмещающие породы подвергались ороговикованию, фельдшпатизации и базификации (биотизация и местами амфиболитизация пород кровли с выносом из них кремния).

С этой гранитной формацией ассоциируют вольфрам-молибденовые месторождения, которые тесно связаны с апикальными частями рудоносных массивов и располагаются в эндоконтактовых и экзоконтактовых зонах. Мощность рудоносных эндоконтактовых зон не превышает 300 м, в экзоконтактах оруденение распространяется до 1200—1500 м от гранитов. Вертикальный размах оруденения достигает 1500 м.

Наиболее крупные месторождения обычно локализованы над сателлитами еще не вскрытых эрозией гранитов. Содержание вольфрама в рудоносных гранитах близко к среднему, содержание молибдена значительно ниже. Месторождения, ассоциирующие с этой формацией, представлены высокотемпературными кварцевыми жилами, реже штокверками и грейзеновыми образованиями.

В рудных телах совместно выделялись минералы вольфрама, молибдена, олова и висмута, однако кассiterита немного; самостоятельные его месторождения практически отсутствуют. В рудах также отсутствуют (либо почти отсутствуют) минералы бора, мышьяка, сурьмы; сульфиды присутствуют в большинстве случаев в незначительном количестве (обычно лишь пирит, молибденит и висмутин), однако в штокверках их количество иногда увеличивается. Чем ближе к поверхности, тем больше соотношение молибденит-вольфрамит.

К подформации только что охарактеризованной формации следует отнести комплексы лейкократовых, часто аляскитовых гранитов; они приурочены к эвгеосинклинальным структурам с широким развитием пород осадочно-офиолитового типа. С ними связаны, в основном, вольфрамовые рудные месторождения, районы их развития названы М. М. Повилайтис провинциями уральского типа. Распространены они относительно редко.

Вольфрамовое оруденение ассоциировано прежде всего с молибденовой минерализацией, образующей в ряде случаев и монометальные месторождения; вольфрамовоносные рудные комплексы образуются позже молибденовых. В некоторых случаях в вольфрамовых месторождениях присутствует золото.

Рудоносные комплексы подформации представлены межформационными плутоническими телами незначительной мощности (обычно сотни метров) лейкократовых, часто аляскитовых гранитов, изредка гранитоидами повышенной основности. С интрузивами связаны дайки aplитов и пегматитов. Последние находятся вне пределов интрузивных тел. Интрузивы приурочены обычно к линейным складчато-глыбовым структурам, осложненным поперечными разрывами. Рудоносные гранитоиды отличаются от гранитов среднего состава и аляскитов (по Р. Дэли) более низким содержанием железа, магния, кальция и титана и более высоким — щелочей (обычно калий преобладает над натрием).

Для этих пород характерен более кислый состав плагиоклаза (альбит, реже олигоклаз); темноцветные минералы обычно представлены биотитом, часто с повышенной железистостью. Аксессорные минералы не содержат летучие компоненты (кроме флюорита).

Для месторождений характерны образования кварцево-жильного типа, реже встречаются штокверки. Скарновые ассоциации, даже на контакте с известняками, обычно отсутствуют; в ряде случаев в рудах присутствует берилл, встречается флюорит, содержатся минералы марганца, сульfovисмутиды меди и свинца. В качестве окорудных изменений характерна грейзенизация.

К четвертой формации рудоносных гранитоидных массивов следует отнести плутонии, сложенные в основном средне- и крупнозернистыми двуслюдяными или биотитовыми гранитами, в некоторых регионах (например, в Боливии, Корнуолле, на Чукотке) — гранитоидами повышенной основности и щелочности (гранодиоритами, аадамеллитами, тоналитами, кварцевыми сиенитами, кварцевыми монцонитами, щелочными гранитами).

Гранитоидные породы приурочены к областям, сложенным терригенными песчано-сланцевыми отложениями, иногда более древними гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами. Подобные гранитоидные комплексы образуются в несколько фаз (от более основных к более кислым).

Обычно вначале формируются кварцевые диориты и гранодиориты, а заключительные фазы биотитовые либо двуслюдяные, лейко-кратовые, аляскитовые и пегматоидные граниты. Для ряда районов характерна повышенная основность ранних фаз (Боливия, Приморье). Дайковыми отщеплениями этих массивов являются пегматиты, аplitы, различные лампрофиры, микрограниты и гранодиориты.

Гранитоидные массивы представляют собой обычно крупные, во многих случаях уплощенные тела с пологими согласными апофизами.

Оруденение имеет оловянно-вольфрамовый состав. По данным М. М. Повилайтис, с ранними интрузивными фазами, более меланократовыми, связаны пегматиты и кварцевые жилы с оловянным оруденением кварцевой формации, с поздними, представленными наиболее кислыми дифференциатами, — вольфрамовое оруденение.

Кассiterит характерен для пегматитов натриево-литиевого типа, в которых содержатся также и другие редкие металлы и редкие элементы. Минералы вольфрама не установлены; концентрации вольфрама в пегматитах не сопровождаются оловянной минерализацией.

В позднемагматических образованиях ассоциация олова и вольфрама достаточно тесная. Однако во многих важных в экономическом отношении районах промышленные скопления минералов олова и вольфрама образуются лишь после экзогенного обогащения в россыпях.

В районах, для которых характерна повышенная основность рудоносных комплексов, развито кассiterит-вольфрамовое кварцево-жильное и вольфрамсодержащее кассiterит-силикатное оруденение. Наиболее промышленно важное оруденение связано с многофазными магматическими комплексами кислого состава.

Ряд исследователей обратил внимание на сходство состава гранитов этой формации с составом вмещающих песчано-сланцевых пород. Региональнометаморфизованные осадочные породы как бы постепенно переходят в магматические, причем выявляется зона, где еще достаточно ясно сохраняются реликтовые текстуры и структуры осадочных толщ (Верхоянье, Корнуолл и др.). А. Н. Никольский, П. Н. Кропоткина, Г. Н. Щерба и другие геологи считают, что гранитоидная магма в данном случае возникла за счет переплавления осадочных комплексов.

Граниты при этом унаследовали не только петрогенные, но и рудные компоненты. По мнению В. А. Барсукова, в процессе осадочной дифференциации во вмещающих породах олово и бор накапливались слабее, чем вольфрам и молибден, еще меньше свинец и цинк.

Среди рудных тел наиболее распространены кварцевые вольфрамо-оловянные жилы и прожилки. Штокверки редки и обычно представлены системами субпараллельных прожилков. В ряде провинций, особенно крупных, устанавливаются оловоносные пегматиты, наиболее характерные для областей с древним, преимущественно докем-

брейским оруденением. Рудные поля приурочены к контактовым зонам рудоносных интрузивов, причем четко выявляется, что наиболее рудоносны апикальные части гранитных сателлитов и прилегающие к ним участки пород кровли.

Интрузивы, с которыми ассоциируется оловянно-вольфрамовое оруденение, чаще всего приурочены к зонам крупных тектонических разломов и сопряженных с ними нарушений.

В крупнейшей оловянной и оловянно-вольфрамовой провинции мира (Индонезийско-Бирманском поясе) рудоносные юрские биотитовые и двуслюдяные граниты приурочены к разрывам, осложняющим складчатые структуры, но совпадающим с направлением осей крупных складчатых сооружений. В пределах Верхояно-Чукотской складчатой области наблюдаются более сложные взаимоотношения: интрузивы раннего мела, с которыми ассоциирует оруденение, в большинстве случаев залегают согласно со складчатыми структурами, а позднемеловые рудоносные массивы секут мезозоиды, образуя попечные ряды.

Ряд исследователей (Я. Д. Готман, М. Г. Руб, В. Л. Барсуков, И. Н. Говоров и др.) специально занимались изучением минералого-петрографических и геохимических особенностей данных рудоносных массивов. По их данным, выделяются два генетических типа рудоносных комплексов: собственно plutонический и вулкано-плутонический. К plutоническому типу относятся существенно калиевые дифференцированные гранитоидные комплексы; наиболее поздние и кислые их дифференциаты часто обладают повышенной щелочностью.

Типичным цветным породообразующим минералом рудоносных гранитов, особенно их последних фаз, является биотит, для которого характерен высокий коэффициент железистости, повышенные содержания летучих элементов (особенно фтора и редких щелочей), а также олова. Характерные акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит, кассiterит, флюорит и турмалин.

Кроме повышенного содержания калия, для гранитов характерна прямая корреляционная связь между калием и оловом. Типичная геохимическая особенность рудоносных гранитов — повышенное количество элементов группы железа (Ti , Mn , V , Cr , Ni , Co).

При формировании интрузивов большую роль играли летучие, особенно фтор; в них устанавливается прямая корреляционная связь между фтором и оловом (содержание фтора в рудоносных массивах превышает его средние содержания в гранитах примерно в 2—3 раза). Очевидно, накопление фтора происходит в остаточном магматическом расплаве в результате эманационной дифференциации.

Активность фтора повышается на поздних стадиях рудного процесса, в то время как в оловоносных пегматитах ведущую роль играет вода и отчасти бор.

Рудоносные граниты характеризуются повышенным содержанием олова, однако исследования последних лет показали, что акцессорные минералы — главные концентраторы рудных элементов и летучих компонентов и служат одним из индикаторов металлогенической специализации магматических комплексов.

С только что охарактеризованной формацией рудоносных гранитов тесно связаны топаз-литионитовые граниты (апограниты, по А. А. Беусу), с которыми ассоциируют месторождения tantalа. Они должны быть выделены в качестве подформации гранитов, с которыми ассоциируют вольфрам-оловянные месторождения («оловянные граниты»). Такие граниты отличаются повышенным содержанием фтора, лития и олова.

Вмещающими породами этих гранитов, так же как и «оловоносных гранитов» вообще, являются чаще всего песчано-сланцевые отложения, метаморфизованные до фации зеленых сланцев. Эти граниты представляют собой поздние заключительные фазы дифференциации пород гранитного ряда. Формируют небольшие интрузивные тела, приуроченные к разрывам, часто к их пересечениям. Кровля гранитов обычно бывает осложнена гребневидными выступами и апофизами. Все известные массивы этого типа относятся к фанерозою.

Кроме дайковых отщеплений, характерных для оловоносных гранитов, с ними иногда ассоциируют жильные породы типа кварцевых кератофиров. В формировании этих гранитов и связанного с ними оруденения большую роль играли процессы микроклинизации и альбитизации. Альбит и микроклин (часто амазонит) — их главные пордообразующие минералы.

В тантало-ниобатах по мере приближения к апикальным частям массивов увеличивается роль tantalа. Оруденение, которое не имеет геологических границ и оконтуривается опробованием, определяется наличием в гранитах трех рудных минералов: колумбит-танталита, пирохлор-микролита и стрюверита. В различных месторождениях соотношения их различны, что и определяет разное количество в них tantalа. Попутные компоненты — кассiterит и литиевые слюды типа криофиллита-ледидолита.

Благоприятны для оруденения участки гребневидных выступов и апофиз, а также неровности кровли массивов, т. е. зоны неоднородного строения plutонов. Танталовые месторождения, отнесенные В. И. Смирновым к альбититовому типу, также всегда содержат олово. Вмещающие породы превращены обычно в грязены, обогащенные литием и рубидием, а иногда и бериллием.

По данным Гинзбурга, массивы редкометальных гранитов располагаются в пределах рудных полей с оловянно-вольфрамовой минерализацией. Над ними и вокруг них локализуются жилы касситерит-кварцевой формации, так что в подобных рудных полях прослеживается четко выраженная геохимическая зональность — в гранитах концентрируется tantal, в меньшей степени олово, литий, над массивами и вокруг них — вольфрам, бериллий, олово, а в еще большем от них удалении — олово, свинец, цинк.

К пятому типу рудоносных гранитоидных plutонов относятся массивы, возникшие из гибридизированной сиалической магмы на контактах с карбонатными породами. С этими массивами ассоциируют скарновые молибден-вольфрамовые, редкометально-вольфрамовые, иногда существенно вольфрамовые или молибденовые месторождения. Плутоны сложены в главной своей части гранодиоритами

и гранитами. В зоне эндоконтактов возникают породы повышенной основности и щелочности, преимущественно диорит-сиенитового ряда. Строение массивов обычно многофазное; несмотря на значительные различия их состава в разных районах, во всех случаях возрастает кислотность поздних дифференциатов. В качестве дайковых дериватов характерны тела письменного пегматита и микропегматита, аplitа и аплит-гранита, микрогранитов, микрогранодиоритов и тоналитов, иногда порфиры и лампрофиры. Геохимически эти гранитоиды отличаются, в большинстве случаев, от вышеописанных формаций меньшими количествами калия и фтора.

Породы этой формации слагают чаще всего пологие пластообразные тела, во многих случаях межформационные. Размеры их различны, в ряде случаев это крупные массивы площадью на выходе до тысяч квадратных километров.

Особенности состава руд и характера их залегания определяются прежде всего тем, что вмещающими породами являются не алюмо-силикатные толщи, как в предыдущих формационных типах, а карбонатные образования (известняки и доломиты). Эти породы обладают не только специфическим составом, но и физико-механическими свойствами, которые обуславливают их повышенную химическую активность.

По наблюдениям Х. М. Абдуллаева, около 70 % скарновых месторождений и рудопроявлений вольфрама и молибдена Узбекистана ассоциирует с гранодиоритами и 30 % — с различными гранитами (биотитовыми, двуслюдяными и лейкократовыми).

От состава рудоносных интрузивов зависит характер скарнов и оруденение. В Среднеазиатской провинции, типичной области развития скарнового вольфрам-молибденового оруденения, установлено, что с гранодиоритовыми комплексами ассоциируют гранат-пироксеновые скарны, а с гранитными — гранат-везувиановые. Эта закономерность подтверждается и в других аналогичных провинциях мира.

С наиболее кислыми дифференциатами рудоносных комплексов (двуслюдяными и турмалиновыми гранитами) связывается оловянное оруденение, не имеющее, однако, существенного значения в скарновых образованиях. Шеелитовое оруденение, представленное обычно мелкой равномерной вкрапленностью в скарнах, обнаруживает связь с разными фазами этих сложных интрузивных комплексов. По наблюдениям многих исследователей, скарновые рудные тела в некоторых случаях пересекаются гранитами поздних фаз либо, что обычно чаще, дайковыми дериватами рудоносных массивов.

Рудоносные скарны образуют обычно плитообразные залежи протяженностью во многие сотни метров (иногда до километра и более). Они приурочены в основном к контактам алюмо-силикатных пород (главным образом, интрузивных, реже метаморфизованных осадочных) с карбонатными. Иногда скарновые ассоциации образуют штокверки, которые локализуются в сильно нарушенных участках.

По данным М. М. Повилайтис, разные структурно-морфологические типы скарнов представлены разными минеральными типами и сопровождаются разным оруденением: контактные обычно гроссуляр-

геденбергитовые с шеелитом, межформационные — диопсид-андрадитовые с молибдошебелитом. В рудах преобладают минералы кальция и железа, иногда обильны минералы магния. Наиболее распространены пироксен и гранаты, в меньшей степени амфиболы, волластонит, эпидот, везувиан, карбонаты (кальцит и доломит), иногда фосфаты; отмечаются минералы натрия, характерны плагиоклазы, в ряде случаев широко развит кварц. Кассiterит появляется лишь в рудных образованиях, сформированных в связи с карбонатно-терригенными вмещающими породами.

Минеральные типы руд часто определяются локальными различиями в составе скарнированных пород (соотношениями кальция и магния, наличием алюминия, органического вещества и т. д.).

Оловянные скарны образуются, по сравнению с вольфрамоносными, в более восстановительных условиях и, следовательно, важную роль здесь играют битуминозные известняки. Руды часто содержат арсенопирит и другие сульфиды, так как при разложении органических веществ образуется сероводород.

В скарнах Хакасии распространены пренит, скаполит, а главное, содержится медная минерализация, что обусловлено наличием эффузивов основного состава во вмещающих породах.

Выявляются и другие важные региональные особенности оруденения. Так, в Среднеазиатской провинции шеелитовое оруденение приурочено к зонам развития известково-железистых скарнов (даже там, где развиты магнезиальные скарны). В месторождениях Кореи, Новой Зеландии и Аляски шеелитовые образования тяготеют к известково-магнезиальным скарнам. В известково-железистых скарнах господствует шеелит без примеси молибдена, а в известково-магнезиальных обычен молибдошебелит. Сульфиды, иногда широко развитые в скарнах, связаны с более поздней гидротермальной стадией, накладывающейся на скарны. Они обычно приурочены к кварц-кальцитовым прожилкам, но иногда образуют массивные скопления.

Здесь обычны простые сульфиды — пирротин в большей мере, чем пирит и халькопирит; более редки молибденит (в ряде случаев обильный), арсенопирит, висмутин, самородный висмут, блеклые руды, галенит; иногда в зонах крупных нарушений в минеральных комплексах встречается шеелит. Аксессорные минералы руд — титанит, апатит, ортит, рутил.

Области, в которых развиты охарактеризованные выше скарновые месторождения, ассоциируют в большинстве случаев с интрузиями гранитоидов повышенной основности (по М. М. Повилайтис, провинции южнотяньшанского типа). Оруденение приурочено к логообразным понижениям контактовой поверхности, а не к выступам, сателлитам гранитов повышенной основности, как это характерно для других вольфрамовых формаций. Рудный материал в провинциях южнотяньшанского типа обычно чрезвычайно тонкозернист, в то время как в провинциях других типов преобладают крупнозернистые руды.

Зоны интенсивной перекристаллизации карбонатных пород, их доломитизация и присутствие жильных доломитов в верхних горизонтах — важные поисковые признаки на скарновое шеелитовое оруденение.

Кроме только что охарактеризованной рудной формации, существенно вольфрамовой, ассоциирующей с гранитоидами повышенной основности, должна быть выделена вольфрам-молибденовая формация, в которой молибденит превалирует.

По данным В. Т. Покалова, месторождения этой группы, как правило, ассоциируют с однотипными лейкократовыми калиевыми гранитами. Скарны, образующие сложные по форме залежи, располагаются обычно в зонах контактов карбонатных и алюмосиликатных пород, иногда среди эфузивов среднего состава. Скарнированию подвергались карбонатные и алюмосиликатные породы, причем в значительной мере эндоконтактные зоны материнских plutонов.

Благоприятны для развития процессов рудообразования сочетания относительно пологих контактов с рассекающими их разрывами. Вообще, приуроченность этого типа месторождений к тектоническим нарушениям — их характерная черта.

Минеральный состав скарнов в основном определялся характером исходных скарнирующих пород. Наиболее типичными минералами скарнов являются андрадит (грессуляр), салит, геденбергит, диопсид и волластонит. С дальнейшим развитием процесса скарны подвергались амфиболитизации и эпидотизации. Собственно рудные комплексы приурочены к жилам, тонким прожилкам и зонам вкрапленности; образование их происходило стадийно. Наиболее распространены магнетит, молибденит, пирит и шеелит. В меньшей степени развиты сфалерит, галенит, блеклые руды и различные сульфосоли. Изредка встречаются самородный висмут, серебро и золото. Жильные минералы представлены кварцем, хлоритом, мусковитом, флюоритом и карбонатами.

К скарновым зонам гранитных интрузий в некоторых случаях приурочена бериллиевая минерализация. Хотя подобные бериллоносные скарновые залежи в ряде случаев являются крупными по размерам, но бериллий в них связан с мельчайшей вкрапленностью хризоберилла. Кроме того, в составе подобных скарнов в больших количествах присутствует везувиан, в котором большие количества берилля рассеяны в качестве изоморфной примеси. Таким образом, несмотря на достаточно крупные запасы берилля в подобных образованиях, они еще не являются промышленными и составляют резерв будущего.

Месторождения этого типа не пользуются широким распространением. Они относятся к магнетитовым скарнам, образованным на контактах карбонатных пород с лейкократовыми, иногда аляскитовыми ультракислыми гранитами. Типичным примером подобных образований является месторождение Железная Гора (шт. Нью-Мексико, США).

В связи с гранитными интрузиями орогенного типа в ряде случаев встречаются также скарновые магнетитовые месторождения. В отличие от скарновых железорудных месторождений, связанных с кислыми дифференциатами базальтоидной магмы, контактово-метасоматические магнетитовые образования подобного типа обычно приурочены к kontaktам материнских интрузивов. Часто скарнированию подвергаются эндоконтактовые зоны самих интрузивных тел, скарны неред-

ко пересекаются дайками аплитов, связанных с этими же массивами. Дорудные дайки основных пород, весьма характерные для первого типа скарновых магнетитовых месторождений, отсутствуют. Магнетит в подобных интрузивах кристаллизовался в заключительные этапы и в ряде случаев образует шлировые выделения. В рудах этого типа в некоторых случаях развита тонкая вкрапленность кассiterита. От скарновых железорудных месторождений, ассоциирующих с базальтоидной магмой, они отличаются меньшими размерами.

В ряде металлогенических провинций устанавливаются оруденелые скарновые образования, с которыми связаны месторождения свинца и цинка (с ними часто ассоциируются также другие, более редкие металлы).

Интрузивные образования, с которыми обычно связывают подобное оруденение, — это гипабиссальные тела умеренноокислого, иногда среднего состава. Руды состоят из агрегатов типичных скарнообразующих минералов, чаще всего диопсид-гранатового состава, образованных в результате метасоматического замещения карбонатных пород, на которые наложена полиметаллическая минерализация. Образование руд обычно многостадийное, проходящее в широком интервале температур. В ряде случаев выявляется, что минералы предрудной скарновой стадии образовывались при температуре выше 600 °С, а последняя фаза минерообразования имеет эпитеrmальный характер.

Для скарновых ассоциаций характерно широкое развитие эпидота, циозита и хлорита, образующих так называемые «флюидоводные скарны», по П. П. Пилипенко. Широко развиты гидротермальные кварц и кальцит. Среди рудных минералов, кроме главных галенита и сфалерита, широко распространены пирротин или пирит, в ряде случаев халькопирит, арсенопирит, иногда достаточно широко развит магнетит. Обычно в качестве примесей встречаются блеклые руды, аргентит и другие минералы серебра, а также сульфиды висмута. Для некоторых месторождений характерны минералы бора и марганца.

Для заключительных фаз орогенного этапа характерно широкое развитие малых интрузий, представленных дайками, штоками, энтомолитами и другими телами. Они относятся по преимуществу к гипабиссальной и акроабиссальной фациям и часто образуют серии интрузивных тел, обычно вытянутых в соответствии с простирианием крупных структурных элементов, к которым они приурочены.

В пределах территорий, для которых типично развитие подобных малых интрузий, развиты многие важные в промышленном отношении рудные формации и особенно широко руды халькофильных элементов. С зонами развития малых интрузий ассоциируют многочисленные свинцово-цинковые месторождения различных формаций, кассiterит-силикатные и кассiterит-сульфидные оловянные месторождения, вольфрамовые и молибденовые месторождения сложного состава, различные комплексные золоторудные месторождения и многие другие. Некоторые рудные формации, которые рассматриваются как ассоциирующие с плутоническими формациями, дают постепенные переходы к образованиям, в которых оруденение сопряжено с

малыми близповерхностными интрузивными телами. К таким непрерывным сериям относятся формации медно-молибденовых, молибденовых и некоторых молибден-вольфрамовых руд. Наконец, такой переходный характер, несомненно, имеют только что охарактеризованные скарновые, существенно свинцово-цинковые месторождения, обычно находящиеся в зонах развития полиметаллического оруденения, ассоциирующего с малыми интрузиями.

По данным ряда исследователей (Д. И. Горжевский, В. Н. Козленко, Ф. К. Шипулин и др.), взаимоотношения малых интрузивных тел и пространственно сопряженного с ними оруденения парагенетические. Образование как малых интрузивных тел, так и ассоциированного с ними оруденения связано с действием глубинных очагов. Эти глубинные очаги располагаются ниже земной коры. Уже давно высказывалось мнение, что формирование малых интрузий и оруденения происходит разновременно, однако оценки этого временного разрыва обычно не давались. Особый интерес представляют данные И. Н. Томсона и Г. А. Тананаевой, которые, рассматривая особенности связи кассiterит-сульфидной рудной формации с различными магматическими образованиями и отмечая, что образование месторождений происходит после внедрения даек лампрофиров, кварцевых диоритов и кварцевых порфиров, указывают на основании данных определения абсолютного возраста на наличие временного перерыва (20—30 млн. лет) между формированием малых интрузивных тел и оруденения.

Позднеорогенные малые интрузивные тела в ряде случаев проявляют пространственную близость к гранитным массивам, иногда наблюдается палеозональное размещение различных минеральных типов кассiterит-сульфидной формации по отношению к плутоническим телам гранитов повышенной основности. Подобные взаимоотношения позволили И. Н. Томсону и Г. А. Тананаевой прийти к заключению, что приуроченность тех и других к одним и тем же тектоническим структурам свидетельствует о их связи с некоторыми, длительно развивающимися эндогенными процессами в рамках одних и тех же очаговых структур.

Таким образом, гранитоидные plutоны и комплексы малых интрузивных тел образуют единую группу последовательно формирующихся орогенных магматических образований; между дайками второго этапа могут наблюдаться постепенные переходы с гранитными массивами и самостоятельными малыми интрузиями, формирующими позже.

В то же время, малые интрузивные тела во многих случаях структурно сопряжены с комплексами вулканических пород, образуя единые вулкано-плутонические серии. Подобные образования формируются на орогенном этапе развития геосинклинальных систем, а также в пределах зон и областей тектоно-магматической активизации.

В областях геосинклинального типа эти сложные вулкано-плутонические комплексы чаще всего приурочены к наложенным синклиналям либо грабен-синклиналям (краевым или внутренним).

Вулканические образования часто чередуются с осадочными породами, а плутонические чаще всего располагаются вдоль разломов,

обрамляющих синклинальные структуры, либо находятся уже в прилегающих приподнятых участках.

В ряде случаев подобные сложные, существенно магматические комплексы приурочены к зонам долгоживущих разломов; в других — образуют вулкано-плутонические пояса, структуры весьма важные не только в структурном, но и в металлогеническом отношении. Часто подобные, особо глубинные зоны разломов приурочены к так называемым краевым швам в областях сопряжения складчатых сооружений и платформ различного возраста.

Подобный Охотско-Чаунский вулкано-плутонический пояс, характеристику которого впервые дал Е. К. Устиев, отчленяет молодую кайнозойскую Камчатскую геосинклинальную систему от стабилизированной к концу мезозоя Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. Однако и этот весьма крупный магматический пояс представляет собой лишь фрагмент грандиозного (планетарного по масштабам) вулкано-плутонического Чукотско-Катазиатского пояса, обрамляющего Азиатский континент с юго-востока и отделяющего кайнозойскую Западно-Тихоокеанскую складчатую область, сохранившую тектоническую активность и поныне, от более древних областей консолидации Азиатского материка. Вулкано-плутонический пояс значительно меньших масштабов выделен А. А. Богдановым вдоль границы каледонид и герцинид Центрального Казахстана. Подобные же магматические пояса в ряде случаев возникают в пограничных зонах между средними массивами и обрамляющими их геосинклинальными структурами (например, Урмин-Дохтарский пояс, приуроченный к юго-западной окраине Центральноиранского массива).

Наиболее рудоносны комплексы малых интрузий и вулкано-плутонических образований, отличающихся значительной дифференцированностью. Это принципиальное положение подчеркнуто В. И. Смирновым, который отметил «отчетливую закономерность, согласно которой значительные магматогенные месторождения всех генетических групп и классов формируются в резко преобладающем количестве лишь на заключительных этапах образования длительно и полноценно дифференцированных комплексов магматических пород» [22, с. 9].

Сульфидные месторождения, характерные для орогенного этапа развития геосинклинальных систем, судя по составу структурно сопряженных с ними малых интрузивных тел, в большинстве случаев связаны с комплексами магматических образований, являющихся дифференциатами «смешанных» магм среднего либо близкого к ним состава. Учитывая, что связи с магматическими породами в данном случае парагенетические и выявляется существенный разрыв во времени между формированием магматических пород и руд, мы вынуждены увязывать те или иные типичные сульфидные месторождения не с отдельными дифференциатами глубинных очагов, а с магматическими расплавами в целом. На первом этапе эти очаги дали различные по составу магматические отщепления (малые интрузии), а позже генерировали рудные флюиды, образовавшие сульфидные месторождения.

Состав магматических расплавов, по-видимому, различен и меняется от железисто-базальтового до риолит-дацитового, иногда для расплавов устанавливается повышенная щелочность. Определение состава магм рудогенерирующих очагов, даже в относительно узких пределах изучения рудных районов свинцово-цинковых месторождений, выявляет их достаточно четкие отличия. Так, по данным Д. И. Горжевского, независимо от состава вмещающих пород полиметаллические руды ассоциируют с самостоятельными малыми интрузивными телами среднего и основного состава (Рудный Алтай, Закавказье, Северо-Восточный Казахстан, Бурятия, Тува и Салайр) и характеризуются значительным преобладанием цинка над свинцом и сульфидов железа над сульфидами свинца и цинка. В районах, для которых характерно развитие малых интрузивов гранитоидного и субщелочного состава (Курминский хребет, Северный Кавказ, Джунгарский Алатау, Восточное Забайкалье, Центральный Казахстан и другие), руды с примерно одинаковыми содержаниями свинца и цинка и подчиненной ролью сульфидов железа редко обогащены медью, но в ряде случаев в качестве примесей содержат олово и мышьяк. С другой стороны, существенно медные месторождения так называемой медно-порфировой формации, которая, кроме того, дает значительное количество молибдена, золота и серебра, сопряжены с наиболее основными малыми интрузиями орогенной серии.

Большое значение при формировании месторождений, ассоциирующих с малыми интрузиями орогенного этапа, имеет характер вмещающих пород. В отличие от рудных месторождений, ассоциирующих с гранитными plutонами и располагающихся обычно в контактовых зонах самих рудоносных интрузивов либо в их ближайших экзоконтактах, рассматриваемая группа месторождений связана с глубинными очагами. Во время длительного процесса следования рудных флюидов к местам рудоотложения происходили активные реакции с вмещающими породами. В результате этих реакций, как показывает анализ фактического материала по ряду рудных районов, рудные растворы обогащались не только серой, но в отдельных случаях и железом, кальцием, углекислотой, щелочами и рудными компонентами.

Изучение изотопного состава свинцов позволило А. И. Тугаринову установить сходство свинца рудных месторождений Приаргунской полиметаллической зоны Восточного Забайкалья со свинцом, характерным для нижнепалеозойской карбонатной толщи, вмещающей эти месторождения. Таким образом, в верхнеюрских полиметаллических месторождениях этого региона, возраст которых доказывался геологически, переотлагался свинец (и ряд других рудных компонентов), характерный для вмещающих пород. А. И. Тугаринов отмечает, что в полевых шпатах герцинских гранитов, прорывающих эти же отложения, устанавливается тот же по изотопному составу свинец и, таким образом, свинец из вмещающих пород переотлагался неоднократно, его рассеивание и концентрация были обусловлены определенными сочетаниями геологических процессов. Подобные же исследования позволили А. И. Тугаринову выявить сходство изотопного состава свинца свинцово-цинковых месторождений Карагауской руд-

ной провинции Миргалимская и Ачисая со свинцом вмещающих рудные тела карбонатных пород девона.

А. И. Тугаринов, приведя еще ряд подобных примеров (табл. 1), приходит к выводу, что «применяя достаточно тщательно и продуманно исследования изотопов свинца, можно в каждом отдельном случае выявить те формации, откуда он мог быть извлечен рудоносными растворами и затем отложен в рудных залежах. Такого рода

Таблица 1
Изотопный состав свинцов пород и минералов Забайкалья

Название породы	Изотопный состав		
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Галенит (среднее из 24 определений)*	18,55	15,50	38,36
Микроклин герцинских гранитов Приаргунья (среднее из 2 определений)	18,60	15,65	38,58
Карбонатная толща	18,55 19,15 25,91	15,60 15,55 16,13	38,08 37,09 38,69
Гнейс фундамента	20,01	15,54	37,72
Дацит юрский	18,98	15,54	38,88

* При выведении среднего значения изотопного состава свинца галенитов Забайкалья были учтены данные А. Макарова, А. Голубчиной, И. Томсона, И. Чернышева.

реальный источник рудного свинца всегда оказывается неподалеку от рудных месторождений».

Хорошо подтверждает выводы А. И. Тугаринова по этому вопросу анализ геологической ситуации в пределах золото-молибденового пояса, выделенного С. С. Смирновым в северо-западной зоне Восточного Забайкалья. Здесь развиты относительно крупные верхнеюрские гранитоидные массивы, контролируемые широко развитыми разломами, и системы даек и других более поздних малых интрузивных тел, преимущественно среднего и кислого состава.

Профирирующие рудные месторождения пояса — золоторудные, молибденовые и золото-молибденовые позднеюрского возраста. Они залегают в основном в древних гранитоидах и кристаллических и метаморфических сланцах. Однако в пределах пояса выделяется специфический участок («Шилкинский рудный район»), характеризующийся развитием свинцово-цинковых месторождений. Именно этот участок отличается развитием сланцево-карбонатных отложений нижнего палеозоя, аналогичных Нерчинско-Заводской серии, характерной для Приаргунской полиметаллической зоны Восточного Забайкалья.

Таким образом, смена характера вмещающих толщ, появление карбонатных пород, из которых происходило переотложение свинца в юго-восточной полиметаллической зоне металлогенической провинции

ции, здесь закономерно привели к появлению аналогичных свинцово-цинковых месторождений, нехарактерных для северо-западной золото-мolibденовой зоны Восточного Забайкалья. Характер малых интрузивных тел, с которыми устанавливаются парагенетические взаимоотношения оруденения как в Приаргунской полиметаллической зоне, так и в Пришилкинской золото-мolibденовой, существенно не отличается. Очевидно, объяснение значительных отличий в характере рудной минерализации двух краевых зон Восточного Забайкалья надо прежде всего искать в особенностях вмещающих пород и физико-химических процессах, в них происходящих.

Приведенные примеры показывают значительную роль переотложения при формировании полиметаллических месторождений, однако не исключают значения ювелирных источников металлов при формировании руд. Об этом свидетельствуют коррелятивные отношения между составами полиметаллических руд различных районов и магматическими образованиями, с которыми они парагенетически связаны. Решение этих вопросов должно базироваться на конкретном материале тех или иных рудных районов, и весьма существенную роль здесь играет применение точных геохимических методов и, в частности, изучение изотопов.

Области и зоны тектоно-магматической активизации

В последнее время уделяется большое внимание изучению областей и зон тектоно-магматической активизации. Именно к структурным элементам подобного типа приурочены многие выдающиеся по своему промышленному значению металлогенические области, провинции и районы. Однако, несмотря на особое внимание к подобным структурно-металлогеническим элементам земной коры, многие кардинальные вопросы их возникновения, строения и развития еще не нашли решения. Основы современных представлений о геологических особенностях областей тектоно-магматической активизации заложены в трудах В. А. Обручева, Г. Ф. Мирчинка, В. А. Николаева, Е. В. Павловского, И. В. Корешкова и в дальнейшем развивались Чен-Го-да, А. Д. Щегловым, Е. Д. Карповой, М. С. Нагибиной, Ю. М. Пущаровским, Ю. В. Комаровым, П. М. Хреновым и др.

Металлогенез областей активизации посвящено значительное количество работ, среди которых надо прежде всего указать труды В. И. Смирнова, А. Д. Щеглова, В. И. Казанского, Е. Д. Карповой, Е. А. Радкевич и Н. А. Фогельман. Понятие об областях и зонах тектоно-магматической активизации и металлогенических провинциях и районах, с ними связанных, настолько расширилось в своих рамках, что по существу в пределах всех геосинклинальных систем и платформ стали находить определенные зоны, которые стали относить к активизированным областям. Подобное положение прежде всего связано с объективными трудностями выделения областей и зон тектоно-магматической активизации. Эти структурные элементы во многих регионах с весьма большим трудом отличаются от структур, образованных в орогенный этап развития геосинклинальных систем. Более того, в ряде случаев мы не имеем возможности ответить на

вопрос, относится ли данная территория к области активизации, либо мы должны говорить о длительном «затянувшемся» орогенном этапе. Иногда те или иные рудоносные комплексы геосинклинальных систем относятся уже к «этапу активизации» на основании «отрыва» их радиологических возрастов от более древних геосинклинальных образований на первые десятки миллионов лет. Все больше накапливается данных, свидетельствующих о длительности и многоэтапности развития процессов магматизма и рудообразования, это необходимо иметь в виду при решении данной проблемы.

Формирование гранитных батолитов, которое еще недавно считали приуроченным к определенным кратковременным фазам тектонической активности, длилось многие десятки, а иногда и сотни миллионов лет. «Отрыв» в формировании малых интрузивных тел от парагенетически связанных с ними рудных комплексов в ряде случаев также исчисляется первыми десятками миллионов лет. В пределах платформ, в том числе и устойчивых, выделяются наложенные разрывные структуры и связанная с ними незначительная минерализация, однако вряд ли их нужно относить к областям (или даже зонам) активизации. В подобных случаях необходима количественная оценка явлений.

Области и зоны тектономагматической активизации необходимо выделять по совокупности геолого-структурных и формационных признаков. Это самостоятельные крупные тектонические элементы земной коры, которые наравне с геосинклинальными системами и платформами определяют ее основные структурные и металлогенические особенности. Во времени они приходят на смену геосинклинальным, наиболее подвижным структурам земной коры. Их отличием от геосинклинальных систем, в том числе наложенных, с которыми они в ряде случаев смешиваются, служит отсутствие формаций собственно геосинклинальной стадии, а также характер деформаций слагающих их комплексов.

Для геосинклиналей характерна складчатость общего смятия, ярким примером которой являются покровные структуры. Для областей тектономагматической активизации типичны сводово-глыбовые формы дислокаций, а полосы интенсивно складчатых пород в их пределах всегда связаны с зонами крупных разрывных нарушений. От структурных форм орогенного этапа развития геосинклинальных систем, с которыми они во многом сходны, их отличает структурная самостоятельность, наложенность на структуры геосинклинального этапа. Структуры орогенного этапа закономерно продолжают структурное развитие геосинклинальных систем, и поэтому для них характерна унаследованность структурных форм предшествующей собственно геосинклинальной стадии.

Временной разрыв между завершением формирования геосинклинальных структур и началом процессов тектономагматической активизации может быть разным, чаще всего он достаточно велик и исчисляется многими десятками, а часто и сотнями миллионов лет. Тектономагматическая активизация обусловлена теми же глубинными процессами, что и формирование геосинклинальных систем. В глобальном масштабе процессы активизации всегда связаны с

формированием геосинклинальных систем, хотя эти связи могут быть весьма отдаленными. В связи с этим неверен термин «автономная активизация», получивший определенное распространение после работы А. Д. Щеглова (1968). «Автономность» предполагает особые причины формирования подобных структур, а таких причин нет. Образование, с одной стороны, геосинклинальных структур, а с другой — структур типа областей тектоно-магматической активизации обусловлено различной реакцией земной коры на глубинные импульсы, различной степенью ее консолидации. Структуры, характерные для областей и зон тектоно-магматической активизации, возникают лишь в пределах площадей, консолидированных в результате предшествующих геосинклинальных процессов, в пределах древних и молодых платформ (последние лучше называть областями завершенной складчатости).

Реальные взаимоотношения между синклинальными структурами и активизированными областями бывают двух типов: в одних случаях выявляются закономерные сочетания структур геосинклинального и активизированного типов (подобные области и зоны тектоно-магматической активизации следует считать сопряженными), в других — связи со структурами геосинклинального характера отдаленные, они выявляются лишь в результате анализа обширных участков земной коры, те или иные конкретные области тектоно-магматической активизации представляются изолированными, наложенными на более древние структуры, прямо не связанными с геосинклинальными системами (подобные активизированные области следует называть наложенными).

При сопряженных связях взаимоотношение площадей с геосинклинальными активизированными структурами может быть самым различным. Чаще всего подобные зоны активизации располагаются по периферии складчатых геосинклинальных поясов. Однако в ряде случаев выявляются и иные взаимоотношения: в пределах Восточной Азии известны огромные по площади области мезозойской тектоно-магматической активизации, сочетающиеся с относительно незначительными по размерам геосинклинальными структурами мезоонд. Однако при всем разнообразии в соотношении площадей геосинклинальных структур и областей тектоно-магматической активизации во всех подобных случаях выявляются закономерные сочетания геосинклинальных и активизированных структур, их сопряженные взаимоотношения.

Среди рудоносных активизированных областей выделяются: 1) группа областей, характеризующихся развитием магматических формаций; 2) группа поясов и зон, отличающихся отсутствием магматических пород этапа активизации и наличием лишь глубинных рудоконтролирующих структур.

Гранитные формации. Часть пород, относящихся к этой формации, Ю. А. Кузнецов выделяет под названием гранитных и габбро-гранитных интрузий центрального типа устойчивых областей. Для них характерна ассоциация с эфузивными комплексами, состоящими из кислых и основных лав. Такие породы во многих случаях имеют кольцевое строение, характерное для центральных ин-

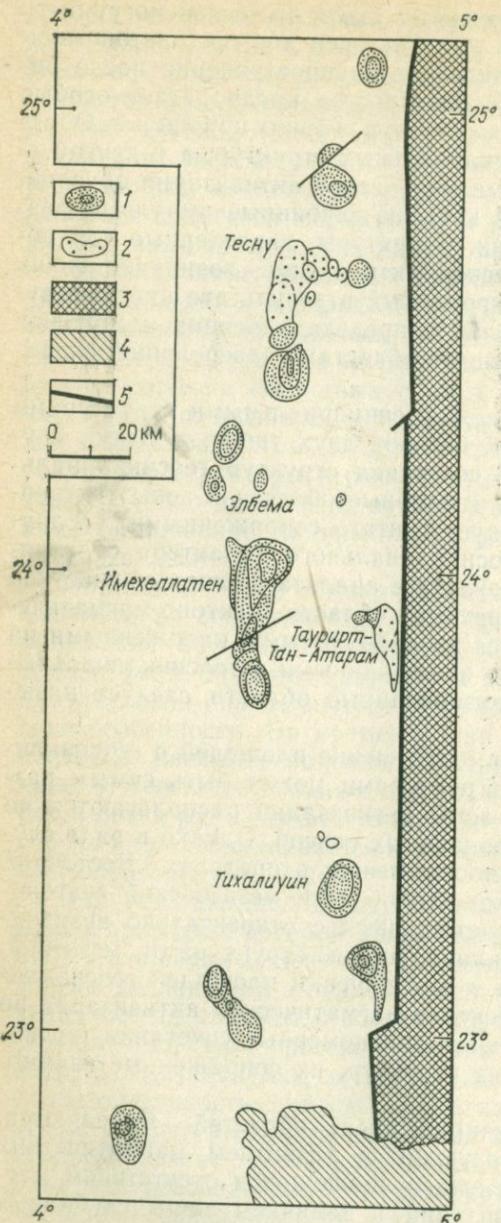


Рис. 17. Схема роевого скопления гранитов Таурирт, секущих фарузские породы западного Хоггара:

1 — граниты Таурирт; 2 — массивы позднетектонические и посттектонические; 3 — сугарский блок центрального Хоггара; 4 — молодые лавы Тахалдра; 5 — разлом 4° 50'

трузий, и располагаются часто на пересечении разрывов разного направления, образуя цепочки интрузий. В целом типичны сочетание основных и кислых разностей интрузивных пород и повышенная (по сравнению с геосинклинальными интрузиями) щелочность. Характерными представителями гранитных интрузивов, относящихся к этой формации, являются молодые граниты Нигерии мезозойского возраста и более древние граниты Таурирт в Южном Алжире (рис. 17), с которыми ассоциируют крупные месторождения колумбита и кассiterита.

Кольцевое строение — не обязательный атрибут гранитных массивов, хотя и встречается довольно часто. Весьма характерны интрузивы этой формации для областей активизации, в пределах которых профилирующими месторождениями являются слюдоносные и редкометальные пегматиты (Восточно-Африканская область активизации, Восточно-Бразильская, Афганская и другие). В сходной тектонической обстановке формируются породы, которые Ю. А. Кузнецова отнес к ряду вулканогенно-интрузивных орогенных формаций подвижных зон (к габбро-диорит-гранитной группе), тесно связанному с эфузивами базальт-андезит-риолитового состава. Эти породы характерны, например, для поперечного пояса Боулдер-Сан-Хуан (США), расположенного в пределах зоны активизации, выделенной Ф. Кингом, с разнообразными и крупными месторождениями молибдена, вольфрама, свинца и цинка,

золота и серебра. Формации этого же типа развиты в КНР, где гранитоидные массивы ассоциируют в основном с кислыми вулканогенными комплексами; здесь развиты крупные месторождения олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, сурьмы. Наконец, подобные же формации характерны для грандиозного вулканогенного пояса, который протягивается от Чукотки, через побережье Охотского моря в районы Приморья к уже упомянутым территориям КНР. В пределах этого самого крупного на Земле вулканогенного пояса, который, несомненно, нужно отнести к линейной зоне активизации, также выявлены месторождения, характерные для пород гранитного ряда и малых интрузий гранитоидного состава. Давая общую характеристику геологическим и металлогеническим особенностям гранитоидных комплексов активизированных областей, необходимо подчеркнуть следующее:

1. В основных чертах они сходны с гранитоидными образованиями орогенного этапа развития геосинклинальных систем, чем обусловлено сходство их металлогенических особенностей.

2. Гранитоидные интрузии возникают лишь при весьма интенсивных процессах активизации. Для этапов их формирования характерно широкое развитие надвиговых структур, иногда зон мILONИТИЗАЦИИ.

3. Гранитоидные интрузивы областей активизации относятся к различным фациям глубинности (от мезоабиссальных и иногда более глубинных до субвулканических образований). Они обычно отличаются многофазностью, субвулканические и гипабиссальные их разности часто обнаруживают тесную связь с близкими по составу вулканогенными комплексами.

В дальнейшем среди гранитных интрузивов областей активизации, которые необходимо относить к группе формаций, несомненно, будут выделены отдельные конкретные формационные типы.

Гранитоидная щелочная формация. Породы этой формации в последнее время всесторонне исследовали Н. А. Елисеев, О. А. Воробьева, Е. А. Нечаева, Н. А. Соловов и другие. Главнейшие составляющие данной формации — щелочные гранитоиды, щелочные и нефелиновые сиениты. В ряде случаев в составе формации встречаются бесполевошпатовые породы утрит-иойолит-мелтейгитового ряда; в дайковой серии комплексов нередки щелочные лампрофиры и щелочные базальтоиды.

Во многих интрузивах прекрасно выражена первичная расслоенность (псевдостратификация), благодаря которой выявляются протектоника массивов и последовательность образования пород, входящих в эти сложные комплексы. Нефелиновые сиениты, обладающие агпайтовым характером, отличаются повышенными содержаниями Nb(Ta), Zr(Hf), TR, которые входят в состав своеобразных по-ро-дообразующих минералов (цирконосиликатов, титаносиликатов, ниоботитанатов). Концентрируясь в своеобразных пегматитовых жилах, эти минералы могут представлять промышленный интерес. Ю. А. Кузнецов относит эти комплексы к формации агпайтовых нефелиновых сиенитов. Породы, слагающие комплексы, в ряде случаев залегают в виде центральных многократных интрузивов кольцевого строения. Интрузивы часто располагаются группами, иногда образуют

протяженные пояса (например, в Восточной Сибири — более тысячи километров). В отношении исходной магмы подобных щелочных комплексов взгляды расходятся: одни связывают их с кислой гранитной магмой, другие — с базальтовой. Многие исследователи подчеркивают, что щелочные породы, возникающие в связи с длительной дифференциацией, могли образоваться лишь в относительно спокойной тектонической обстановке.

Формирование щелочных комплексов происходило большей частью в гипабиссальной обстановке; некоторые комплексы относят к субвулканам, причем в отдельных случаях выявляются остатки наземных вулканических пород, обычно щелочно-базальтоидного состава. С породами этой формации тесно связаны апатит-нефелиновые образования, в том числе многократно описанное уникальное месторождение, заключенное в Хибинском вулканоплутоне. Важное значение имеют редкоземельные, tantalо-ниобиевые, циркониевые и фергусонит-приорит-малаконовые альбиты и различные гидротермальные жильные месторождения (фенакит-торит-флюоритовые, флюорит-барит-карbonатные с фтор-карbonатами редких земель и др.). Большой промышленный интерес в настоящее время представляют сами нефелиновые породы, являющиеся сырьем для получения алюминия, глинозема, соды и других продуктов.

Охарактеризованные породы — типичные образования активизированных областей. Сходные щелочные породы зафиксированы в связи с заключительными fazами формирования гранитоидных комплексов миогеосинклинальных систем, однако с ними не связаны сколько-нибудь значительные месторождения полезных ископаемых.

Ультраосновные-щелочные формации. Своеобразные магматические формации, включающие ультраосновные и щелочные породы и карбонатиты, изучали в последнее время многие исследователи как в Советском Союзе, так и за рубежом.

В состав карбонатитовых комплексов входят: 1) ранние ультраосновные породы (дуниты, перidotиты, пироксениты, щелочные пироксениты); 2) последующие щелочные породы (мелтейгит-иольиты, щелочные и нефелиновые сиениты); 3) ореолы фенитов (вмещающих пород, подвергшихся щелочному метасоматозу); 4) карбонатиты. Комплексы сопровождаются обильной дайковой серией сложного состава — от пикритовых порфиритов до щелочных пегматитов.

Сложные магматические и метасоматические комплексы обычно проявляются в виде образований центрального типа с кольцевым строением. В ряде районов они ассоциируются с эфузивами щелочных базальтоидных пород и представляют собой размытые жерла вулканов центрального типа, однако не во всех случаях они связаны с наземными вулканическими образованиями. Характер пород, составляющих карбонатитовые комплексы в тех или иных конкретных участках, в значительной степени определяется глубиной их эрозионного среза. С этими комплексами, как известно, связаны крупные месторождения пирохлора, флогопита, апатита, железа и титана, вермикулита и других полезных ископаемых.

В. И. Смирнов выделяет три главных промышленных типа карбонатитовых месторождений: 1) апатит-магнетитовый; 2) редкометаль-

но-редкоземельный (с пирохлором, бастнезитом, паризитом, бадделеитом и другими минералами); 3) флогопитовый. Карбонатиты характерны только для активизированных древних и молодых платформ и не выявлены ни в орогенных образованиях геосинклинальных систем, ни в пределах активизированных срединных массивов.

Размещение пород контролируется глубинными расколами земной коры, достигающими в некоторых случаях глубин в 100—150 км. Отдельные разности этих комплексов отличаются по геологическому возрасту на десятки миллионов лет, а в некоторых месторождениях и больше. Особенно важны пересечения глубинных разломов разного направления, которые часто образуют весьма долгоживущие, периодически оживляющиеся «магмопроводы». Разрывы, определяющие пространственную позицию карбонатитовых комплексов, имеют сбросовый, реже сдвиговый характер.

Общие закономерности пространственного размещения провинций и районов развития ультраосновных—щелочных пород наиболее полно рассмотрены А. А. Фроловым. Автор приходит к выводу, что позиция карбонатитовых комплексов контролировалась разрывными дислокациями рифтового характера. По его данным, наиболее широко ультраосновной-щелочной магматизм проявился в сквозьструктурных разломах, образующих крупные рифтовые зоны; размеры рифтов определяют соответственно и масштабы провинций. Им подчеркивается унаследованность разрывных систем, образующих рифты, и то, что «почти все» разрывные структуры в этих случаях относятся к нормальному сбросам,

Среди рифтовых зон океанов подобные ультраосновные-щелочные комплексы и карбонатиты не зафиксированы, и Ю. М. Шейнманн пришел к выводу, что щелочно-ультраосновные магмы, по-видимому, не свойственны областям с океанической корой. Л. С. Бородин также считает, что подобные образования возникли лишь на континентах в зонах разломов весьма большой вертикальной протяженности.

В контурах конкретных провинций и районов массивы ультраосновных-щелочных пород располагаются группами и нередко образуют цепочки. Подобное неравномерное распределение связано с их приуроченностью к общим магмоподводящим разломам либо к участкам их пересечений и другим благоприятным в структурном отношении местам.

Формация алмазоносных кимберлитов. Все существенные в промышленном отношении месторождения алмазов связаны с формацией кимберлитов, которая четко индивидуализирована как по составу, так и по тектонической позиции.

Кимберлиты характеризуются ультраосновным составом, несколько повышенной щелочностью и всегда значительно серпентинизированы и карбонатизированы. Они незначительно дифференцированы и залегают в виде трубообразных тел, сложенных в основном вулканической брекчней. По составу выделяются базальтовый и слюдяной типы. Наиболее распространенный базальтовый тип обладает порфировой структурой с порфировыми выделениями оливина, диопсида, энстатита и других минералов, погруженных в серпентинизированную и карбонатизированную основную массу с многочисленными

мелкими кристаллами перовскита, апатита, хромита и магнетита. Слюдяной тип приурочен к трещинам и дайкам; порфировые выделения здесь отличаются корродированностью, а основная масса переполнена зернами слюды и других минералов. Эта разновидность отличается меньшим содержанием магния и большим калия и приымкает к микрофирам и мелилитовым базальтам.

В кимберлитах обычно наблюдаются многочисленные обломки боковых, а также ультраосновных и метаморфических пород, вынесенных с весьма больших глубин.

Кимберлитовые трубы находятся лишь в пределах активизированных древних платформ и приурочены либо к краевым частям платформ (Намибия, Сиера-Леона), либо к областям сочленения крупных положительных и отрицательных структур платформенных масс. Именно такая структурная позиция характерна для большинства алмазоносных провинций и районов.

Экспериментальные данные, а также изучение геологической обстановки нахождения кимберлитовых трубок свидетельствуют, что кимберлитовая ультраосновная магма зарождалась в обстановке очень высокого давления на значительной глубине, возможно свыше 100 км. В период активизации тектонических деформаций магматические расплавы поднимались и при достижении определенного уровня давление содержащихся в них газов превосходило внешнее давление, в результате чего и осуществлялся прорыв слоистой оболочки платформы с образованием трубок взрыва. Алмазоносные кимберлиты поэтому и выполняют крутопадающие цилиндрические или овальные в сечении полости.

Образование большей части кимберлитовых трубок происходило от позднего палеозоя до середины мезозоя (иногда позднее). В. И. Смирнов указывает, что для земного шара в целом отчетливо проявляется мезозойская (посленижнеюрская) эпоха формирования алмазных месторождений. Эта эпоха совпадает по времени с периодом формирования основных контуров современных материков. Она, по-видимому, привела также к активизации ослабленных зон и внутри континентов, которые, естественно, располагались на границе крупных положительных и отрицательных структур. Мы вправе предположить, что система сверхглубоких расколов земной коры, характерных для этого этапа развития Земли, определила и позицию алмазоносных кимберлитовых провинций и районов.

Данные по строению земной коры в областях, которые подвергались интенсивным процессам активизации, показывают, что в их пределах происходит увеличение мощности гранитного слоя. Однако дальнейшее развитие процессов активизации, образование рифтовых зон и связанных с ними ультраосновных-щелочных комплексов осуществляется уже в условиях растяжения земной коры, под рифтами возникают местные уменьшения ее мощности. В конце концов этот процесс может привести к разрушению коры материкового типа и ее базификации. Подобные явления, по данным В. Н. Козеренко, и наблюдаются в случаях интенсивного развития этих процессов в таких рифтовых зонах, как Красноморская и Аденская. По данным R. Dorg, большая часть ультраосновных-щелочных комплексов Восточной Ка-

нады приурочена к грабенам, которые трассируются системой озер, характерных для этой части страны и знаменующих уже разрушение коры материкового типа.

Уменьшение мощности коры в процессе развития областей активизации начинается, по-видимому, уже при формировании сложных вулкано-плутонических комплексов с широким развитием малых интрузивных тел кислого состава. Так, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс отличается заметным уменьшением гранитного слоя и некоторым увеличением базальтового слоя при общем некотором уменьшении мощности земной коры.

Таким образом, в процессе развития геосинклинальных систем образование рудно-магматических комплексов на ранних этапах осуществляется в условиях растяжения земной коры и, прежде всего, формируются гипербазитовые, спилит-кератофировые и порфириевые комплексы, которые позже, в условиях сжатия и формирования коры материкового типа с мощным гранитным слоем, сменяются гранитными интрузивными комплексами. Лишь в позднеорогенные этапы пестрая гамма малых интрузивных тел формируется в условиях некоторого растяжения земной коры. Интенсивные макроколебания, ведущие к формированию горных сооружений на месте геосинклинальных систем, сопровождаются формированием «корней» гор, в результате чего значительно увеличивается мощность земной коры.

Иная схема характерна для развития областей тектono-магматической активизации. На ранних этапах развития в случае интенсивных движений в обстановке сжатия формируются гранитные интрузии; эти процессы ведут к наращиванию коры материкового типа. В случае образования вулкано-плутонических комплексов базальт-андезит-риолитовой формации, характерной для многих областей тектono-магматической активизации и, в частности, для наложенных вулканических поясов, происходит лишь незначительное изменение мощности земной коры в сторону ее уменьшения, но в ряде случаев значительно увеличивается мощность базальтового слоя по отношению к гранитному. При дальнейшем развитии процессов активизации и формирования ее типичных рудно-магматических комплексов ультраосновного-щелочного состава, возникновение которых проходило в связи с рифтообразованием, в условиях растяжения происходило уменьшение мощности земной коры. Конечным результатом этого процесса может быть не только значительное уменьшение мощности, но и полное разрушение литосферы.

Классификация геосинклинальных систем и областей и зон тектono-магматической активизации фанерозоя на формационной основе. Для металлогенического анализа наиболее удобен формационный принцип классификации главнейших структурных элементов земной коры. Рудоносные формации, характерные для тех или иных геосинклинальных систем (либо их частей), типичные для областей тектono-магматической активизации и крупных блоков в их пределах, определяют главнейшие металлогенические особенности как крупнейших структурных единиц, так и их более дробных подразделений.

Среди геосинклинальных структур фанерозоя, достаточно полно изученных и описанных в самых различных регионах, следует выде-

лять ортогеосинклинальные, мезогеосинклинальные и парагеосинклинальные системы.

Ортогеосинклинальные системы, по сравнению с другими типами, отличаются наиболее полно выраженным геосинклинальными свойствами. Для них характерно развитие раннегеосинклинальных дифференцированных магматических формаций, с одной стороны, и крайних членов орогенных магматических комплексов, для которых типична наиболее далеко зашедшая магматическая и эманационная дифференциация, с другой. К ортогеосинклинальным структурам относятся все системы, отличавшиеся наиболее длительным периодом геосинклинального развития (кайнозойские, альпийские, мезозойские), а также полноразвитые герцинские геосинклинальные сооружения.

К мезогеосинклинальным структурам относятся системы, в которых отсутствуют типичные магматические формации ранних геосинклинальных этапов. Магматические комплексы поздних орогенных этапов редуцированы, в их составе отсутствуют крайние члены с наиболее полной магматической и эманационной дифференциацией. Период геосинклинального развития подобных систем сокращен (байкалиды, каледониды, герциниды).

К парагеосинклинальным структурам относят системы, в пределах которых отсутствуют либо развиты весьма незначительно типичные рудоносные магматические формации геосинклинального типа. Осадочные комплексы, их слагающие, сходны с платформенными, отличаясь существенно повышенной мощностью и дислоцированностью. Подобные структуры часто называют зонами дислоцированного платформенного чехла. Они связаны постепенными переходами с типичными платформенными владинами и синклиниориями.

Кроме указанных крайних типов, выделяется большое число геосинклинальных сооружений переходного характера. В одних образованиях достаточно полно развиты магматические комплексы ранних этапов, но их типично геосинклинальное развитие ограничивается ранними образованиями, формации более поздних этапов и стадий не развиты. В других, наоборот, четко развиты магматические образования поздних этапов, при редуцированном развитии (либо отсутствии) ранних магматических комплексов.

Среди ортогеосинклинальных систем по характеру свойственных для них рудоносных формаций необходимо выделять три главных типа. Для первого типа на ранних этапах развития характерно наличие как вулканогенно-плутонических формаций спилит-кератофировой группы, так и интрузивных формаций габбро-пироксенит-дунитовой и гипербазитовой. Таким образом, для этих систем (либо их частей) типично как колчеданное, серно-колчеданное и медно-цинковое оруденение, так и хромитовые и платиновые рудные образования, ассоциирующие с магматическими комплексами. На более поздних орогенных этапах в связи с гранитными батолитовыми формациями развивается олово-вольфрамовое, вольфрамовое и другое «гранитогенное» оруденение.

Для мезозойских и альпийских систем, относящихся к этому типу, на завершающих этапах характерно развитие специфических слож-

ных по составу «молодых» гидротермальных месторождений вулканогенной группы (полиметаллических, золото-серебряных, золото-серебряных с теллуридами и селенидами, сульфидно-кассiterитовых, кассiterит-вольфрамит-висмутин-аргентитовых и других).

Различные группы месторождений, образующиеся в различные этапы развития этих сложно построенных геосинклинальных систем, приурочены к разным их структурным элементам и поэтому часто значительно разобщены в пространстве.

Примерами подобных геосинклинальных систем являются восточная часть Средиземноморского пояса и Уральская система. Последняя характеризуется особенно ярким развитием ранних магматических серий, хотя гранитные комплексы с вольфрамовым и оловянно-вольфрамовым оруденением (Полярный Урал) пользуются достаточно широким распространением. В восточной части Средиземноморского пояса интенсивно развито оруденение ранних этапов (хромиты, медно-колчеданные образования), а также оловянное и оловянно-вольфрамовое. Широко развиты «молодые» месторождения, ассоциирующие с вулканогенными комплексами. С обеих сторон этот отрезок Средиземноморского пояса отсекается от прилегающих структур перечными системами глубинных разломов.

Для второго типа на ранних этапах развития характерно наличие лишь спилит-кератофировых серий с колчеданным оруденением. Ультраосновные комплексы и связанные с ними месторождения хромитов и платины отсутствуют, оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения поздних этапов пользуются широким развитием.

Пример подобной геосинклинальной системы — западная часть Средиземноморского пояса.

В ортогеосинклинальных системах третьего типа магматические комплексы раннего этапа представлены порfirитовой формацией, в связи с которой незначительным развитием пользуются медно-колчеданные месторождения. Среди гранитоидных массивов орогенного этапа весьма широко развиты граниты с повышенной основностью, с которыми ассоциируют многочисленные месторождения медно-порфировой формации. Для позднеорогенных этапов характерно интенсивное развитие месторождений, связанных с вулканогенными сериями андезит-дацит-риолитового состава, среди которых развиты золото-полиметаллические, золото-серебряные, серебро-оловянные, халькопирит-энергит-халькоzinовые и другие месторождения. К подобным системам относится большая часть Кордильер, Анд и ряд других районов.

Мезогеосинклинальные системы отличаются отсутствием (либо редуцированным развитием) раннегеосинклинальных рудоносных и магматических комплексов; среди орогенных гранитоидных формаций весьма слабо развиты кислые магматические комплексы, дошедшие до крайних степеней магматической и эманационной дифференциации. Эти особенности геологического строения мезогеосинклинальных систем предопределяют отсутствие (либо весьма слабое развитие) в их пределах как хромитового и платинового оруденения, так и оловянного. Весьма слабо в их пределах развито также колчеданное и медно-колчеданное оруденение. Однако в некоторых случаях оно как

бы заменяется колчеданно-полиметаллическим, которое ассоциирует с иной вулканогенной формацией (базальт-риолитовой и метариолитовой), в составе которой преобладают эфузивы кислого состава. С вулканогенными комплексами позднеорогенных этапов подобных систем, которые часто с большим трудом отчленяются от структур тектоно-магматической активизации, не связаны (либо встречаются крайне редко) типичные для молодых мезозойских и альпийских систем золото-серебряные, серебро-оловянные, золото-полиметаллические и другие им подобные «молодые» рудные формации.

Таким образом, в этих системах как бы «отсечены» крайние, наиболее дифференцированные рудоносные и магматические комплексы как ранних, так и поздних этапов развития геосинклинальных систем. Примерами подобных складчатых сооружений являются геосинклинальные системы Казахстана и Северного и Центрального Тянь-Шаня. В пределах геосинклинальных структур неохрона этих областей практически отсутствуют рудоносные комплексы ранних этапов развития геосинклиналей (месторождения хрома, платины, колчеданных и медно-колчеданных руд), а также самостоятельные значительные оловянные месторождения.

Для парагеосинклинальных складчатых сооружений, переходных к структурам платформенного типа, характерно наличие терригенных или карбонатных дислоцированных толщ. Комплексы прорываются чаще всего лишь магматическими телами основного состава (дайками, лакколитами и др.). Другие магматические образования, связанные с геосинклинальным развитием этих зон, чаще всего отсутствуют. Для подобных структур характерно наличие крупных разрывных нарушений, явных либо обнаруживаемых в фундаменте. Данные структуры чаще всего имеют промежуточный характер между образованиями конечных этапов развития геосинклинальных систем, элементами платформенного характера и зонами тектоно-магматической активизации, с которыми они часто пространственно сочетаются. Парагеосинклинальные структуры не формируют крупные геосинклинальные системы, в отличие от ортогеосинклиналей и мезогеосинклиналей. Они образуют относительно ограниченные зоны, входящие в состав значительно более крупных структурных элементов иного характера.

Среди парагеосинклиналей могут быть выделены структуры с преобладанием карбонатных или терригенных осадочных накоплений. Для подобных структур характерно наличие стратiformных рудных образований, относящихся к формациям свинцово-цинковых месторождений либо медистых песчаников и сланцев.

Свинцово-цинковые месторождения тяготеют к карбонатным формациям, а медные приурочены к терригенным, часто пестроцветным толщам. С медными рудами в ряде случаев ассоциируют кобальт и другие металлы. В полиметаллических месторождениях этого типа иногда в значительных количествах присутствует ванадий; устанавливаются и промежуточные медно-свинцовые и цинковые месторождения. К подобным месторождениям стратiformного характера примыкают рудные образования более сложных морфологических типов — жильных, столбообразных, штокообразных и других.

Рудные месторождения образовались, видимо, в результате переотложения рассеянного рудного вещества, первичное накопление которого приурочено к формированию вмещающих осадочных толщ, а последующее переотложение и обогащение связаны с наложенными гидротермальными процессами.

Таким образом, эти месторождения относятся к оригинальному типу осадочно-гидротермальных образований. Потоки гидротермальных растворов связаны с глубинными магматическими очагами, их деятельность в приповерхностных условиях выражается не только в переотложении рудного вещества и гидротермальных изменениях вмещающих пород, но и в появлении различных малых интрузивных тел преимущественно основного состава.

К подобным рудным провинциям относится провинция Караганда (Казахстан), располагающаяся в области затухания одной из ветвей Тянь-Шаньской геосинклинальной системы, содержащая стратиформные и близкие к ним по типу месторождения свинца и цинка. Характерными примерами служат также провинции и районы в пределах ПНР, ГДР и ВНР, где имеются как свинцово-цинковые, так и медные месторождения; широко известная провинция Замбии и Зимбабве с рудами меди, урана, кобальта, свинца и цинка; горная система Отави в Намибии, где развиты медно-свинцово-цинковые месторождения (в ряде месторождений этой провинции в значительных количествах содержатся германий и ванадий).

Подобные рудные районы приурочены во многих случаях к активизированным участкам платформенных структур. Месторождения залегают уже в чехле как древних, так и молодых платформ. Для районов развития месторождений формации медистых песчаников и сланцев установлено, что они часто приурочены к структурам на границе областей эвгеосинклинального типа и прилегающих к ним платформ. Рудные компоненты верхнедокембрийских рудоносных комплексов (Центральноафриканская провинция Замбии и Зимбабве) связаны с разрушением и переотложением рудного вещества большого числа мелких месторождений более древнего докембрийского фундамента.

Среди областей и зон тектоно-магматической активизации обычно выделяют крупные территории, для которых определяющими являются какая-либо одна рудоносная формация (либо узкая группа близких по типу формаций), которая и определяет их металлогенический характер. Таковы области и зоны с развитием гранитных формаций, формаций малых интрузивов преимущественно гранитоидного состава, ультраосновных-щёлочных массивов и интрузивов щелочно-го состава, связанных с формацией щёлочных гранитоидов, а также кимберлитовых трубок. Даже в тех немногих случаях, когда в развитии крупных областей тектоно-магматической активизации удается выделить определенные этапы с характерными рудоносными комплексами, они территориально значительно разобщены, их позиция контролируется структурами различного типа и, следовательно, характерные месторождения образуют обособленные районы в пределах обширных областей тектоно-магматической активизации.

Магматические рудоносные формации платформенных структур. Для чехла платформенных структур характерны различные осадочные образования. Наличие в их составе магматических пород является уже свидетельством активизации платформ, нарушения их разломами (подводящими каналами), с которыми связаны те или иные магматические комплексы. К платформенным формациям принято относить трапповую формацию, приуроченную к так называемым подвижным платформам. В пределах устойчивых платформ, наиболее типичным примером которых является Восточно-Европейская, вулканогенные породы распространены очень незначительно.

Трапповая формация объединяет комплекс эфузивно-интрузивных образований, отвечающих по составу базальтам или диабазам и состоящих в основном из лабрадора и моноклинного пироксена. Формация широко развита в пределах Сибирской и Индийской подвижных платформ, а также в некоторых областях Африки и других континентов.

Траппы в ряде случаев образуют мощные (в несколько тысяч метров) комплексы относительно однородных излияний базальтовой магмы, однако отдельные покровы обычно маломощны. Эфузивные породы переслаиваются с терригенными континентальными образованиями и прорываются интрузивами, большей частью имеющими характер силлов, реже даек и дайкообразных тел. Породы обычно слабо дифференцированы, однако в ряде случаев в составе интрузивных трапповых залежей наблюдаются четко выраженные явления дифференциации с образованием различных как основных, а иногда и ультраосновных, так и кислых дифференциаторов. М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис подчеркивают, что месторождения, связанные с траппами, приурочены к их дифференцированным интрузивным разностям.

Рудоносные трапповые залежи обычно представлены «слоистыми интрузиями» или другими дифференцированными интрузивными телами, чаще всего подвергнувшимися интенсивным автометаморфическим преобразованиям. С трапповыми интрузиями ассоциируют сульфидные медно-никелевые и железорудные месторождения. Возможно, с ними связаны также некоторые полиметаллические месторождения и месторождения исландского шпата.

Рудоносные трапповые интрузии приурочены к тем участкам платформ, которые подвержены достаточно интенсивным нарушениям, связанным обычно с воздействием прилегающих складчатых областей. В пределах Сибирской платформы траппы особенно широко развиты в пределах Тунгусской синеклизы, где они формировались от поздней перми до раннего триаса, внедрение наиболее поздних интрузивных тел происходило уже в ранней юре.

Различные рудоносные интрузии траппов обладают разными петрографическими и петрохимическими особенностями. Средний состав интрузий, с которыми связано сульфидное медно-никелевое оруденение, близок к составу пород, недосыщенных кремнеземом, и обычно характеризуется избытком магнезии, высоким содержанием аортитовой извести и недостатком щелочей. Типично относительно высокое содержание хрома и пониженное титана, что, по мнению М. Н. Год-

левского, роднит эти интрузии с гипербазитами. Как считают многие исследователи, основная магма в процессе подъема из глубинных очагов изменяла свой состав в связи с ассиляцией, что и привело к ликвации с выделением сульфидного расплава. Кристаллизация сульфидного расплава, по М. Н. Годлевскому, происходила в два основных этапа: выделение рудных компонентов из расплавов, а затем — из гидротермальных растворов. Главные массы промышленной руды сформированы в магматический этап рудообразования. Соотношение оруденения с интрузивными телами указывает на их тесную генетическую связь.

Магногранитовые железорудные месторождения, по данным Н. В. Павлова, парагенетически связаны с амфиболитизированными габбро-диабазами трапповой формации, а также с телами дифференцированных траппов, представленных оливиновыми и безоливиновыми долеритами, долерит-диоритами, субщелочными и щелочными долеритами.

М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис детально рассмотрели петрохимические особенности сульфидоносных и магнетитовых трапповых интрузий. По их данным, рудоносные комплексы характеризуются следующими петрохимическими коэффициентами. Сульфидоносные комплексы: c 6,7—8,4; a 5,1—7,4; c' 15,0—38,6; f' 27,4—40; f'/m' 0,8. Железорудные комплексы: c 5,7—7,5; a 6,1—9,1; f' 37,0—45,5; c'/m' 0,7—0,8.

Сульфидоносные комплексы всегда недосыщены кремнеземом, отличаются повышенным количеством аортитовой извести и несколько пониженным коэффициентом, а по сравнению с комплексами, несущими магнетитовое оруденение, последние, наоборот, характеризуются пониженным коэффициентом c и несколько повышенным коэффициентом a . Среди них есть образования как слабо насыщенные, так и недонасыщенные кремнеземом.

Особенности геологического строения и рудоносности островных дуг. В рамках поздней и новейшей геологической истории (неохона и эпинеохона) выделяется несколько тектоно-магматических эпох, которые, в свою очередь, подразделяются на фазы тектоно-магматической активности: байкалиды, каледониды, герциниды, киммериды, альпиды, области молодой кайнозойской складчатости и, наконец, как считают многие исследователи, области современных «живых» геосинклинальных структур.

Вопрос о соотношении альпид и областей кайнозойской складчатости и магматизма еще не решен однозначно: одни исследователи считают, что альпиды, по сравнению со структурами кайнозойского возраста, — несколько более древние образования, другие приходят к выводу, что эти различия, если они и существуют, незначительны.

Важно подчеркнуть сопряженность структур, которые созданы в результате активных тектоно-магматических процессов близких по времени эпох: каледонского и герцинского этапов неохона, а также — киммерийского и кайнозойского, что особенно характерно для областей обрамления Тихого океана.

Кроме широко известных крупных и крупнейших структурных элементов Земли (геосинклинальные системы разного возраста и типа,

платформы и области тектоно-магматической активизации) следует выделять глобальные мегаблоки и мегаблоки первого порядка, имеющие большое металлогеническое значение.

В пределах Земли, кроме того, должны быть выделены два главных сегмента — Тихоокеанский (Тихий океан и расположенные по его периферии и в его пределах островные дуги, а также прилегающие континентальные массы) и Атлантический (Атлантический океан, Европа, Африка и большая часть обеих Америк). Этот вывод подтверждается не только особенностями геологического строения и металлогенеза, но и специфическими петрологическими особенностями магматических пород этих океанов (Индийский океан близок Атлантическому).

Для Тихоокеанского сегмента характерны в основном киммерийские (мезозойские) и кайнозойские структуры, обладающие рядом специфических особенностей и включающие весьма продуктивные в рудном отношении провинции и районы западных частей обеих Америк и востока Азии. К этому же сегменту следует относить далеко заходящие в глубь Азиатского материка Охотско-Монгольский пояс и восточную оконечность Австралии (Тасманскую геосинклиналь). В пределах акватории Тихого океана располагается большая часть, как молодых, так и зрелых, островодужных структур. Детальные исследования Японских островов, Индонезии, Филиппин и, особенно, северо-западной части Тихого океана (Курильских островов, Сахалина, Камчатки, Командорских островов, Корякско-Анадырской области) дают обильный материал для ряда принципиальных выводов о геологическом строении и металлогенезе Тихоокеанского (или пояса Земли, как его часто называют) и Атлантического (или сектора) сегментов.

Атлантический сегмент изучен достаточно полно. Еще в 1947 г. А. Д. Архангельский писал: «Подводя итоги, мы приходим к заключению, что при изучении геологического развития Советской территории следует ожидать, что восточная, прилежащая к Тихому океану, часть последней может сильно отличаться от западной. Не исключена возможность, что и различного рода движения как эпейрогенические, так и орогенические, а также и проявления вулканической деятельности и, наконец, геохимические процессы в этих двух областях будут развиваться неодинаково».

Н. С. Шатский указывал, что распределение складчатых областей разного возраста на западе Евразии существенно отличается от распределения их на востоке, на территории Тихоокеанского пояса. В Европе, Западной Азии, Восточной Америке герцинские структуры, вероятно, наиболее распространены из всех послепротерозойских складчатых структур и наиболее богаты интрузиями гранитоидов. По отношению к герцинидам каледониды представляют собой лишь начальный предварительный этап складчатости. Точно так же меньшую площадь охватывает альпийская складчатость, возникшая в виде регенерированной геосинклинальной области на теле герцинских образований. Альпийская складчатая область Европы и Западной Азии является, таким образом, как бы остаточной геосинклинальной зоной в общем тектоническом развитии этой части планеты.

Совершенно иная история и структура Тихоокеанского пояса, северо-западный сектор которого входит в пределы СССР. Если складчатость Европы и Западной Азии последовательно наращивает древние платформы, то Тихоокеанский пояс своими структурами окружает глубокую впадину океана. История этого кольца, известная только с конца палеозоя, резко отличается от истории Атлантического сектора возрастом складчатых структур. Здесь хорошо проявлена мезозойская складчатость с образованием краевых прогибов и обилием рудоносных гранитоидов, которые отсутствуют в пределах Атлантического полушария. Здесь выделяется также очень молодая кайнозойская складчатая зона, которая еще не завершила своего развития и является «живой» геосинклинальной областью.

Таким образом, складчатость Тихоокеанского пояса по истории развития резко отличается от складчатости Европы и Западной Азии. Это — одно из выражений той диссимметрии в развитии нашей планеты, на которую неоднократно обращал внимание В. И. Вернадский.

Изучение рассматриваемой проблемы связано прежде всего с важными обобщениями Б. Г. Лутца по геохимии океанического и континентального магматизма. Его выводы чрезвычайно важны для понимания основных особенностей Тихоокеанского океанического сегмента Земли и Атлантического, в значительной части континентального.

Коренные отличия геохимического поведения элементов в океаническом и геосинклинальном (континентальном) магмогенерирующем механизмах Б. Г. Лутца связывает с тем, что в геосинклинальных структурах плавление и дифференциация мантийного вещества осуществляются в потоке фильтрующихся флюидов при избытке газообразных веществ, а в океаническом механизме магмообразования такой поток «сквозьмагматических растворов» отсутствует, а используются лишь флюиды подстилающего ультраосновного мантийного субстрата.

Низкая теплопроводность мантийного вещества и радиоактивный распад во внутренних частях Земли приводят к накоплению тепла. Расчеты А. Н. Тихонова и Е. А. Любимовой показывают, что этот процесс очень длительный. В результате повышения температуры на глубине 150—500 км возникает зона плавления, которая движется вверх. Б. Г. Лутц считает, что причина поднятия зоны плавления то, что градиент температуры плавления больше адиабатического. Это ведет к перемешиванию в зоне расплава и подаче перегретого материала вверх, а охлажденного вниз.

Этот процесс цикличен, но в истории Земли, ввиду весьма большой длительности процесса, не может быть много подобных циклов. Расчеты действенны для океанической модели магмообразования, так как они сделаны с учетом отсутствия флюидной составляющей. Именно в акваториях океанов очень долго интенсивные геологические события могут не происходить до тех пор, пока не произошло накопления радиогенного тепла, которое на определенном этапе обуславливает эффект массового сухого плавления мантии. Такой процесс характеризуется огромной тепловой инерцией и, следовательно, продолжительностью и глобальным характером. Указанный процесс ко-

ренным образом отличается от магмообразования в геосинклинальных системах, где он связан с пульсирующими потоками флюидов, поступающих по локальным каналам проницаемости.

Б. Г. Лутц подчеркивает существенные различия не только коры, но и всего разреза литосферы и подстилающей мантии континентальных территорий и акваторий океанов. Известны данные о различиях скоростных (и, следовательно, плотностных) характеристик океанической и континентальной мантий, о различиях в распределении радиоактивных элементов и тепла. На континентах половина теплового потока связана с корой, с ее гранито-гнейсовым слоем, а половина имеет более глубинное происхождение. В пределах океанов радиоактивные элементы распределены более равномерно. Океаническая кора дает лишь 0,1 тепла, 0,9 теплового потока связано с мантией. Так как суммарные средние тепловые потоки в океанах и на континентах равны, то очевидно, что исходное мантийное вещество в обоих случаях одинаково, но дифференцировано различным образом.

На континентах мощный флюидный поток дегазации и, в частности, «водородная продувка» перенесли половину радиоактивных элементов из мантии в кору. В океанических сегментах, где мощный поток дегазации отсутствует, нет и резкой дифференциации радиоактивных элементов по вертикали. Б. Г. Лутц пишет: «В первом случае действует механизм дегазации глубинных частей планеты с обогащением внешней оболочки лиофильными сиалическими элементами. Современные материки представляют как бы застывшие проекции потоков глубинных флюидов на поверхность Земли. Во втором случае происходит медленное накопление тепла мантийными глубинами, их более обширное и массовое плавление, охватывающее огромные территории с формированием новой океанической вулканической коры» [11, с. 228].

В данном случае речь идет о конечном результате сложного и противоречивого процесса формирования земной коры, который в пределах материков может быть назван процессом континентальной дифференциации планетного вещества, а в океанах — процессом его океанической гомогенизации.

Фактический материал пока не позволяет построить единый эволюционный ряд «сложно построенные материковые массы — молодые островные дуги». К материкам приключались молодые области кайнозойской складчатости, которые подвергались затем разрушению с образованием, чаще всего, краевых морей; в некоторых случаях этот процесс протекал несколько раньше (в середине — конце мезозоя). В результате процессов образования новой континентальной коры и ее разрушения образовывались так называемые зрелые островные дуги, остатки процессов деструкции. В пределах зрелых дуг продолжал формироваться «гранитный» слой, характерный лишь для континентов, следовательно, продолжались процессы континентализации. В далеко выдвинутых в океан молодых островных дугах гранитный слой не формировался.

Особо следует остановиться на процессе так называемой «водородной продувки». Интересные обобщения В. А. Левченко выявляют пространственную связь крупных и гигантских месторождений нефти

и зон глубинных разломов (особенно их пересечений). Подобную связь со структурами, соединяющими глубинные и приповерхностные зоны Земли, В. А. Левченко объясняет поступлением по глубинным каналам водорода, которого обычно недостает для образования углеводородов в участках, обогащенных органическим углеродом.

Главнейшие процессы, определяющие формирование земной коры океанического типа, есть следствие ее расширения, они не могут быть объяснены лишь одним механизмом спрединга [32].

Естественное следствие вывода Б. Г. Лутца о различиях не только земной коры континентального и океанического типов, но и глубоких частей мантии их подстилающих, — именно материки и океаны суть главные структуры Земли.

Материковые массы формировались в течение геологической истории. Наиболее древний возраст горных пород — 3800 млн. лет. По данным исследования Луны составлена стратиграфическая схема с наиболее древними датировками образований докембрийского этапа в 4,6 млрд. лет. Этот репер считают началом геологической истории Земли. По нашему мнению, принципиальное значение имеет кривая эволюции K_2O/Na_2O в осадочных и изверженных породах континентов и островных дуг, составленная Ц. Г. Энгель и А. Э. Дж. Энгель в 1972 г.: возрастание этого соотношения вплоть до позднепермского времени, затем резкое уменьшение и новое возрастание и, по-видимому, новый изгиб, определяющий начало следующего его уменьшения. Авторы делают далеко идущие выводы из анализа этой кривой: с архея до конца палеозояировался единый мегаконтинент (отношение K_2O/N_2O в связи с последовательной дифференциацией росло). В конце герцинского этапа, в связи с развитием мировой рифтовой системы и, следовательно, началом формирования океанов относительное содержание N_2O стало резко увеличиваться, а затем снова происходила «континентализация» и, следовательно, в породах земной коры пропорционально стало значительно больше содержание K_2O .

Еще Ю. М. Шейнманн подчеркивал, что рифтовый процесс, характерный в основном для океанов, а также геосинклинальный режим, наиболее типичный для континентов, являются глубоко антагонистичными. Однако не только эти процессы определяют явления континентализации и океанизации. В современных зонах активных окраин материков и океанов наблюдается противоборство этих процессов, определяющих формирование коры либо континентального, либо океанического типов.

Сиалическая кора докембрия изменяется, в фанерозое преобладает симатический характер океанического корообразования. Нижний возрастной предел коры океанического типа неясен. Тихookeанский («оceanический») сегмент земной коры, несомненно, образовался весьма давно (в позднем или даже среднем протерозое), однако его современная кора в абсолютно преобладающей части молодая — мезозойская и кайнозойская.

В то же время установлено длительное (иногда до 1,5 млрд. лет) и унаследованное развитие крупнейших структур материков — синеклиз и антеклиз. Новые геофизические материалы свидетельствуют

об отсутствии астеносферного слоя (либо его весьма слабом проявлении) в пределах древних платформ до глубин в 400—600 км. Температура в верхней мантии под кратонами на несколько сот градусов ниже, чем на тех же глубинах в океанах, следовательно, вязкость должна быть на несколько порядков выше. Эти данные [14] еще раз подтверждают коренные различия материков и океанов и их глубинных мантийных частей. Однако рудно-геохимические материалы показывают, что определенные рудно-петрографические комплексы Европы прослеживаются в Северной Америке, а Африки — на Южно-Американском материке. Таким образом, надо согласиться с выводом Е. Е. Милановского о том, что «рациональное зерно» широко распространенной мобилистской гипотезы «тектоники плит» заключается в формировании «молодых океанов»; спрединг представляется реально существующим процессом, в значительной мере определяющим формирование «молодых океанов».

В. И. Смирнов подчеркивает, что герцинский этап (400—250 млн. лет) в целом определяет общий расцвет геосинклинального развития с обширным базальтоидным магматизмом и рудообразованием ранней стадии и столь же обильным гранитоидным магматизмом и рудными месторождениями поздней орогенной стадии. К этому же этапу приурочены весьма важные рудные районы, относящиеся к зонам тектоно-магматической активизации и подвижным платформам с дифференцированными основными-ультраосновными, ультраосновными-щелочными и щелочными рудоносными комплексами [25]. В пределах Тихоокеанского металлогенического пояса особенно велика роль мезозойских (киммерийских) тектоно-магматических процессов и связанного с этим этапом оруденения. Эти процессы здесь проявляются как в геосинклинальных структурах, так и в пределах областей и зон тектоно-магматической активизации.

Рудно-магматические образования Тихоокеанского пояса характеризуются в целом приглушенным характером базальтоидного магматизма и связанного с ним оруденения собственно геосинклинального этапа и расцветом орогенного магматизма и оруденения, связанного как с глубинными гранитоидными интрузивами, так и с гипабиссальными, приповерхностными и вулканическими комплексами, сопровождаемыми широкой гаммой цветных, редких и благородных металлов; в ряде случаев рудные районы этого пояса относятся к типичным областям и зонам тектоно-магматической активизации.

Связь эндогенного рудообразования с тектоно-магматическими процессами в истории развития Земли

Тектоно-магматические процессы Земли обусловлены прежде всего преобразованиями слагающего ее вещества.

Выделение двух существенно различных механизмов магмообразования (континентального и океанического) в значительной мере объясняет коренные отличия в характере рудогенеза в пределах континентальных масс и океанических пространств. Интенсивная магматическая и эманационная дифференциация, которая характерна для континентов, обеспечивает образование относительно крупных и раз-

нообразных эндогенных месторождений в пределах материковых масс, а также менее интенсивную и разнообразную эндогенную минерализацию в пределах «зрелых островных дуг» и ничтожное проявление эндогенной минерализации в пределах «молодых островных дуг». Накопление осадочным путем конкреций океанического дна, в формировании которых, вероятно, участвуют вулканические эманации, по своему характеру резко отличается от железо-марганцевых образований континентов.

Преобразование континентальных масс связано в основном с геосинклинальным процессом, наиболее полно изученным в неохроне. Именно здесь выявлена четкая эволюция от собственно геосинклинального к орогенному и завершающему платформенному этапам.

Для археохрона характерно отсутствие ясно выраженных стабильных (платформенных) участков, что и послужило основанием для В. В. Белоусова назвать эту стадию развития Земли пангеосинклинальной (или пермобильной). Мезохрон уже отличается образованием крупных участков подвижных платформ (полуплатформ), для которых характерно наличие специфических интрузивных образований, иногда интенсивно рудоносных (лополитообразных расслоенных основных-ультраосновных интрузивов, различных гранитоидных и щелочных массивов, в том числе комплексных ультраосновных-щелочных интрузивов).

Геологическая история ранних этапов археохрона и мезохрона, охватывающая огромные интервалы времени (около трех миллиардов лет), не отличается сложностью и активностью геологических процессов; в эти возрастные рамки укладывается лишь относительно немного геологических циклов, которые, в отличие от неохрона, отличаются очень большой длительностью. Изучение разрезов отложений этих древнейших этапов выявляет, что они в целом построены относительно просто (как элементарные образования геологического цикла): в низах их преобладают вулканогенные образования, которые выше постепенно вытесняются сначала терригенными, а затем терригенно-карбонатными фациями. Мощность разрезов весьма велика, однако, учитывая огромные возрастные интервалы их образования, очевидно, что образование вулканогенно-осадочных комплексов ранних геохронов Земли была весьма медленным.

Древнейшие разрезы континентов характеризуются большим латеральным однообразием и выдержаным химическим составом; эти качества отличают их от разрезов подвижных зон неохрона и эпинеохрона.

По данным Б. Г. Лутца [11], изучение гранулитовых комплексов древних геохронов показывает, что в далекое геологическое время геотермический градиент примерно соответствовал современному в активных поясах, но сама геотерма в коре была сдвинута в область высоких температур. Это обстоятельство автор связывает не с усиленным тепловым режимом глубоких недр, а с высокой температурой поверхности Земли, которая характеризовалась тяжелой горячей атмосферой с исключительно сильно выраженным парниковым эффектом, что обусловливало высокую активность экзогенных поверхностных процессов. С другой стороны, эндогенная глубинная активность

была очень мала (чрезвычайная длительность геологических циклов, весьма малая скорость накопления вулканогенно-осадочных комплексов, низкая контрастность и общая вялость тектонических движений).

В разрезах древнейших комплексов отсутствуют химические аналоги наиболее глубинных щелочных вулканических пород и, таким образом, эндогенные процессы не захватывали глубоких горизонтов мантии; геологические события, следовательно, в эти далекие времена охватывали лишь самые верхи планетной оболочки.

Формирование геосинклинальных подвижных зон в конце докембрия носило уже иной характер. Именно с этого времени геологические события на Земле чрезвычайно активизируются. Резкое повышение тектонической активности сочетается также с геологическими катастрофами, не связанными с предшествовавшими геологическими событиями и с геосинклинальными процессами; эти катастрофы прежде всего выявляются в биосфере по резкой смене биогенных остатков в конце палеозоя и в конце мезозоя; с конца мезозоя начинается эпоха эпинеохона, отличающаяся достаточно резко даже от неохона.

Вероятно, справедливы предположения Г. Штилле о формировании океанов в два этапа с образованием сначала праокеанов и затем неоокеанов, интенсивное структурообразование которых продолжается и поныне. Человечество живет в весьма активную тектоническую эпоху с характерными катастрофическими сейсмическими и вулканическими процессами.

Б. Г. Лути пишет: «Этим катастрофическим процессом оказываются захвачены огромные пространства Земли. Мало кто понимает, что свыше половины площади современной Земли представляет собой колоссальную, едва зарубцевавшуюся рану. Огромные пространства океанического dna, залитые базальтовой лавой, сформировались совсем недавно — в конце мезозоя и кайнозоя, причем этот исключительный по своим масштабам процесс не имеет себе аналогов в далеком прошлом и никак не связан с хорошо известным нам геосинклинальным процессом.

Исключительная активность современного этапа развития Земли проявилась совсем недавно в явлениях новейшей активизации, которая выразилась в формировании крупнейших материковых приподнятых плато и горных систем, причем предшествующее геологическое развитие никак не могло быть предпосылкой таких явлений, так как горные плато Центральной Азии появились после вполне уставившегося платформенного режима» [11, с. 253].

Трудно предположить, что два этапа единого в целом процесса океанообразования разделены во времени. Вероятнее всего, справедливы выводы Ц. Г. Энгель и А. Э. Дж. Энгель о том, что распад крупнейшей континентальной массы общего мегаконтинента в результате начавшегося океанообразования соответствует концу весьма активной герцинской тектоно-магматической эпохи, с кульминацией в позднепермское время.

Е. Е. Милановский указывает [14], что геологическая история Земли в течение наиболее молодого периода ее развития слагается

из следующих одна за другой эпохи усиления деформаций сжатия и расширения. Сжатие гораздо сильнее проявилось в геосинклинальных поясах, а растяжение — в областях рифтогенеза, главным образом океанического, где суммирование эффекта многократных фаз растяжения в течение мезозоя и кайнозоя могло обусловить общее расширение во многие сотни (а может быть, и первые тысячи) километров. Таким образом, именно в формировании молодых океанов (прежде всего, Атлантического) заключается основное рациональное зерно гипотезы тектоники плит.

В позднем протерозое и палеозое геосинклинальные системы были почти единственным типом подвижных зон, они густой и разветвленной сетью опоясывали Землю, именно в них осуществлялись попутно как деформации сжатия, так и растяжения. Лишь позже возникали самостоятельные зоны растяжения — рифтовые структуры.

В пределах платформ также выявляются сменяющие друг друга во времени деформации сжатия и растяжения, но в гораздо меньших масштабах по сравнению с тектонически активными зонами. Именно с этими явлениями Е. Е. Милановский связывает эвстатические колебания уровня Мирового океана и, что особенно важно, закономерности развития вулканализма. Если в течение палеозоя еще полностью господствовал геосинклинальный (в основном подводный) вулканализм, то в мезозое и кайнозое роль геосинклинального вулканализма быстро идет на убыль, что связано с последовательным отмиранием геосинклинальных поясов. С другой стороны, резко возрастает интенсивность внегеосинклинального континентального вулканализма; образуются трапповые формации платформ (объем продуктов около 10—15 млн. км³), среднекислых формаций краевых вулканических поясов (объем не менее 10 млн. км³) и формаций щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород областей тектономагматической активизации. Суммарный объем продуктов этих магматических ассоциаций мезозоя и кайнозоя, почти отсутствующих в палеозое, по подсчетам Е. Е. Милановского, составляет около 30 млн. км³. Таким образом, несмотря на постепенное отмирание геосинклинальных поясов в эпинеохроне, происходит лишь перераспределение магматической деятельности на Земле и перемещение ее в области тектономагматической активизации континентов.

Базальтовый вулканализм океанов оценивается Е. Е. Милановским минимум в 300—400 млн. км³, т. е. более чем в 10—15 раз превышает магматизм континентов. Очевидно, процесс образования и обновления океанических впадин и активизация рифтогенеза, с одной стороны, и резкое усиление вулканализма — с другой, представляют собой разные проявления единого глубинного процесса, охватившего нашу планету в мезозое и кайнозое. Е. Е. Милановский подчеркивает, что многократное чередование эпох усиления сжатия и растяжения имеет различную периодичность и поддерживает гипотезу о некотором общем расширении Земли в мезо-кайнозое.

В сложении структур ранних геохронов Земли, мезохрона и особенно археохрона очень большое значение имеют метаморфические комплексы, в том числе относящиеся к высоким фациям метаморфизма.

Часто выявляется тесное переплетение процессов метаморфизма (особенно ультраметаморфизма) и магмообразования. Кроме тесных взаимоотношений процессов метаморфизма и магматизма, следует особо подчеркнуть, что эндогенное оруденение, которое в своей преобладающей части относится к группе магматогенных образований, связано лишь с породами, прошедшими магматическую стадию.

Магматические формации, в том числе рудоносные, могут и должны рассматриваться только с учетом строения Земли как планетного тела и длительной истории ее развития. Выделенные в этой истории главнейшие геохроны (археохрон, мезохрон, неохрон и эпинеохрон) достаточно четко различаются по совокупности геологических и рудно-металлогенических особенностей.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Понятие и определение

Понятие о рудной формации было введено Брейтгауптом в 1849 г., а позднее применялось Гротеком (1889 г.), Беком (1901 г.) и Штольцнером (1905 г.) на основании эмпирически наблюдаемых устойчивых минеральных парагенезисов эндогенных рудных месторождений. В работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1911 г.), К. И. Богдановича (1912 г.) и В. А. Обручева (1928 г.) и особенно М. А. Усова (1931 г.) уже подчеркивалась взаимосвязь различных типов минеральных ассоциаций с составом вмещающих пород и геологическими обстановками.

С. С. Смирнов, О. Д. Левицкий и Е. А. Радкевич, изучавшие олововорудные месторождения, отчетливо показали взаимосвязь минерального состава оловянных руд с определенными типами магматических комплексов, а также с окolorудными изменениями и составом вмещающих пород. Важное значение имели также работы А. Г. Бетехтина, посвященные классификации руд и выделению их семейств.

В дальнейшем важный вклад в изучение формаций внесли исследования Ю. А. Билибина, Е. Е. Захарова, Р. М. Константинова, В. А. Кузнецова, И. Г. Магакьяна, В. Б. Богацкого, В. С. Домарева, В. С. Корнилицына, Е. А. Радкевич, Д. В. Рундквиста, П. А. Строны, Г. А. Твалчелидзе, Ф. Н. Шахова, А. Д. Щеглова и др.

Н. С. Шатский разработал понятие о специализированных на определенные полезные ископаемые геологических формациях (на примерах фосфоритоносных и марганценосных осадочных формаций).

Ю. А. Билибин одним из первых широко использовал понятие о рудных формациях для эндогенных месторождений. Под рудной формацией (рудным комплексом) он понимал естественные группы рудных месторождений, объединенные сходными парагенетическими ассоциациями минералов (при наличии постепенных переходов между крайними членами), близкой тектономагматической обстановкой и генетическими связями со сходными породами, близкими предела-

ми глубин и температур рудообразования и сходными чертами промышленной характеристики.

В. И. Смирнов выделил четыре типа геосинклинальных зон и на их примере показал взаимосвязь внутреннего строения различных типов геосинклиналей с эндогенными рудными месторождениями.

Н. П. Хераскову принадлежат исследования, касающиеся принципов выделения и классификации геологических формаций.

Рудноинформационный анализ как справедливо подчеркивает А. Д. Щеглов — основа металлогенических исследований. Главные задачи рудноинформационного анализа можно сформулировать следующим образом: 1) обоснование выделения рудных формаций и их границ с выяснением характерных особенностей промышленно важных формаций; 2) отнесение конкретных месторождений (и их прогнозная оценка) к тем или иным рудным формациям; 3) выяснение соотношений различных рудных формаций в пространстве и времени, выделение рядов рудных формаций и определение перспектив рудных районов.

В определении понятия «рудная формация» существуют значительные разногласия. Наиболее широко распространена формулировка, предложенная Р. М. Константиновым и основанная на представлениях С. С. Смирнова, который под термином «рудная формация» понимал группы месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями функционально связанными с повторяющимися на всех месторождениях данной формации особенностями геологического строения. Близкое определение рудной формации дает и В. А. Кузнецов: «Рудная формация — это природная парагенетическая ассоциация или группа рудных месторождений сходного минерального состава, образующихся в близких геологических условиях» (Кузнецов, 1972). По мнению И. Г. Магакьяна, под рудной формацией также понимается группа рудных образований, объединенных общностью минерального состава, генетических особенностей, геологических условий проявления и сходным экономическим значением.

А. Д. Щеглов рассматривает рудную формацию как «естественное сообщество рудных образований, объединяемых между собой сходными парагенетическими ассоциациями главнейших рудных минералов и тектономагматическими условиями проявления, а также близкими особенностями развития рудного процесса» [38, с. 110]. Данное определение рудной формации учитывает «близкие особенности развития рудного процесса», т. е. его общую направленность, последовательность и масштабность проявления стадий и этапов минерализации на конкретных месторождениях. Таким образом, в одну формацию объединяются различные по генезису минеральные образования — составные части единого рудного процесса. В качестве примера А. Д. Щеглов указывает, что все минеральные ассоциации Джидинского месторождения следует относить к единой рудной форме, несмотря на то, что молибден-вольфрамовое оруденение образовано в несколько стадий минерализации (от пегматитовой до халцедоновидного кварца с ферберитом) при ведущем значении

среднетемпературной вольфрам-сульфидно-кварцевой стадии, определяющей «лицо» месторождения.

Несколько иное определение рудной формации предложил Д. В. Рундквист. По его мнению, под рудной формацией следует понимать такое закономерное сообщество минеральных парагенезисов, связанных общей структурой (зональностью, ритмичностью и др.), в составе которого существенную роль играют промышленно ценные минералы или породы.

Н. В. Петровская предлагает выделять рудные формации на минеральные ассоциации с учетом глубины формирования рудных тел. При таком подходе не учитывается влияние конкретной геологической обстановки на формирование руд, а следовательно, и взаимосвязь минерального состава и геологических условий формирования руд. Действительную же глубину формирования месторождений методом восстановления мощности покрывающих толщ периода рудообразования удается установить, как правило, лишь в единичных случаях, а определение действительной глубины формирования руд по комплексу минерало-петрографических критериев без учета конкретной геологической обстановки (степени проницаемости и трещиноватости пород кровли, наличия и распространения разломов, близости оставшихся интрузивных тел и др.) весьма проблематично.

Ряд исследователей считает возможным выделять рудные формации фактически без учета минерального состава руд. Так, по мнению П. А. Строны, рудная формация представляет собой «устойчивую естественную ассоциацию месторождений близких (но не обязательно идентичных) по генезису, минеральному составу и возрасту, формирующихся в определенной геотектонической обстановке и обычно генетически, парагенетически связанных или хотя бы пространственно ассоциированных с той или иной геологической (осадочной, магматической, метаморфической) формацией» [27, с. 10]. В этом определении еще упоминается минеральный состав руд как один из признаков, определяющих рудную формацию, но в числе многих выделенных автором типов рудных формаций минеральный или химический состав руд фактически не используется. Так, А. П. Строна выделил, например, формацию «металлоносных черных сланцев», «кобальт-медно-свинцово-цинк-молибденовую» и др.

В других случаях упоминание о минеральном составе совершенно исчезает из характеристики рудной формации. В. С. Кормилицын, П. А. Строна и П. М. Татаринов дают следующее определение рудной формации: «Рудная формация представляет собой естественное сообщество месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на определенных стадиях развития подвижных поясов или платформ в генетической или парагенетической связи с той или иной магматической, осадочной или метаморфической формацией» (Кормилицын и др., 1973).

По мнению В. С. Домарева, рудная формация представляет собой группу месторождений, близких по геологическим особенностям и обладающих присущим только этой группе комплексом геологических признаков, т. е. сходной морфологией рудных тел, их приуроченно-

стью к определенным формациям горных пород, одинаковым соотношением с вмещающими породами, околоврудноизмененными типами пород и т. д. По его мнению, выделение рудных формаций на основе минерального или металлического состава руд в качестве главного признака малопригодно.

С этим трудно согласиться. Выявление приуроченности полезного ископаемого к определенным формациям горных пород — несомненно, важная задача, но нельзя ее решать без представления, о каком именно полезном ископаемом идет речь. По нашему мнению, в выводах В. С. Домарева отсутствует направленность на решение главной цели рудно-формационного анализа — установление взаимосвязи между геологической формацией и обстановкой формирования рудных месторождений и минеральным составом руд.

Некоторые исследователи сомневаются, существует ли такая связь. Так, Н. В. Петровская утверждает, что классификация рудных формаций должна быть основана на одном принципе, так как по законам логики использование нескольких разнородных признаков классифицируемых объектов может быть оправдано только при доказанности их прямых постоянных взаимосвязей. Нам представляется, что обширный материал, собранный многочисленными исследователями, и геологоразведочная практика многих лет свидетельствуют о несомненно существующей прямой постоянной взаимосвязи между геологической обстановкой, в частности между формациями магматических пород, и ассоциирующими с ними в пространственном и возрастном отношении минеральными образованиями. Примеры подобной взаимосвязи для медно-никелевых, медно-молибденовых, золото-серебряных и колчеданных месторождений рассмотрены выше. При этом следует отметить, что различие в геологических обстановках формирования руд заключается не только в составе рудоносных магматических пород. Авторы ниже обратят внимание читателей и на другие существенные черты этих обстановок, а также на типоморфные особенности минералов, слагающих продуктивные минеральные ассоциации.

Взаимоотношения рудных формаций и генетических типов месторождений также трактуются исследователями по-разному. Н. В. Петровская, например, считает рудную формуацию основной классификационной единицей общей генетической систематики месторождений полезных ископаемых. В. А. Кузнецов и И. Г. Магакьян делали попытки рассматривать рудные формации как составные части (или элементы) генетических групп месторождений. Однако большая часть исследователей подчеркивает самостоятельное значение рудных формаций и независимость рудно-формационной классификации от генетической. Так, В. А. Кузнецов отмечает, что генетические построения не средство, а цель рудно-формационного анализа. Р. М. Константинов подчеркивает, что понятие о рудной формации, в противоположность генетическим представлениям, должно вытекать из непосредственного обобщения фактического материала; в связи с этим следует рассматривать взаимосвязь минеральных ассоциаций не с условиями образования месторождений, а с геологической обстановкой их находления.

В. С. Кормилицын, П. А. Строна и П. М. Татаринов обращают внимание на то, что формационная классификация не должна подменять собой генетическую. Обе они имеют право на самостоятельное существование. Генетическая классификация фиксирует физико-химическую обстановку периода формирования месторождений (глубину, давление, температуру, состав рудоносных растворов и т. д.). Формационная классификация охватывает более широкий круг явлений и отражает исторические взаимосвязи групп месторождений с тектоникой, литогенезом и магматизмом.

Д. В. Рундквист подчеркивает, что образования, сходные по минеральному составу, последовательности образования минеральных парагенезисов и закономерному расположению руд в пространстве, следует относить к одному виду рудных формаций вне зависимости от особенностей генезиса месторождений (кварц остается кварцем, а гранит — гранитом вне зависимости от генезиса). А. Н. Заварицкий еще в 1937 г. при анализе железорудных формаций подчеркивал, что для месторождений железа, и в равной мере для месторождений других полезных ископаемых, наиболее рациональна эмпирическая классификация, основанная на совокупности объективных геологических и минералогических признаков.

Н. С. Шатский подчеркивал, что в большинстве случаев генезис минеральных месторождений не имеет однозначного истолкования. В качестве примеров он приводит железные руды лептитовой формации на Балтийском щите, медные руды Джезказгана, месторождения нефти. Последние Н. С. Шатский считает самым убедительным примером сравнительно малого значения генетических данных для выяснения закономерностей распространения месторождений полезных ископаемых. Ни одна из многочисленных гипотез происхождения нефти не дала прочных основ для прогноза нефтеносных районов и месторождений. Наоборот, даже крайне слабо разработанные тектонические принципы размещения нефти в земной коре послужили основанием для открытия крупных нефтеносных областей и отдельных месторождений. По мнению Н. С. Шатского, решение общей проблемы о законах размещения минеральных концентраций в земной коре нельзя основывать на построении общих генетических гипотез и на разработке отдельных вопросов о происхождении полезных ископаемых. В то же время Н. С. Шатский отмечает, что из этого не следует, что мы не должны интересоваться данными происхождения. Наоборот, можно думать, что исследование связей минеральных месторождений с тектоникой вообще и изучение геологических формаций приведут к важным выводам в области генезиса рудных месторождений.

Номенклатура названий рудных формаций еще не установлена. Рудные формации называют и по металлам (медно-молибденовые, сурьмяно-ртутная и др.), и по минералам (халькопирит-молибденистовая, антимонит-киноварная и др.). Иногда в название добавляют тип окорорудных изменений (оловорудная грейзеновая, шеелит-молибденист-скарновая и др.) или же характер геологической обстановки (медиевые песчаники, медиевые сланцы). Нам представляется, что название рудных формаций должно обязательно включать характе-

ристику геологической обстановки месторождений. Например, название формации «свинцово-цинковая» или «галенит-сфалеритовая» вовсе не определяет ее характер, так как подобная ассоциация металлов или минералов может относиться к различным формациям. Свинцово-цинковые руды могут локализоваться в вулканогенно-осадочных отложениях, в терригенных толщах, среди известково-доломитовых пород, скарнов или в жильных телах среди хрупких пород. В связи с этим изменяются количественные соотношения рудообразующих элементов, морфология рудных тел, их внутреннее строение, типы околоврудных изменений, содержание попутных компонентов, типоморфные особенности минералов и другие параметры месторождений и рудных тел.

Среди рудных формаций, как и среди формаций магматических, следует различать формации конкретные и абстрактные. Конкретные формации характеризуются определенным местонахождением и возрастом и поэтому могут отличаться некоторыми местными особенностями. Абстрактные формации (формационные типы) представляют собой обобщенное понятие, включающее характерные особенности минерального состава и геологических условий нахождения всех конкретных формаций данного типа. Представление о конкретных и абстрактных формациях имеет и важное практическое значение.

Понятие о конкретных формациях позволяет прогнозировать открытие месторождений данной формации внутри какого-либо региона, в одновозрастных отложениях, в близких геолого-структурных обстановках. Понятие об абстрактных рудных формациях имеет важное значение для поисков и прогноза месторождений данной формации в других регионах и в иных возрастных комплексах, но в близкой геолого-тектонической обстановке. Представления о конкретных формациях привели к открытию ряда новых колчеданно-полиметаллических месторождений, локализованных в эйфельских и франских отложениях на Рудном Алтае, а также медно-колчеданных, залегающих в силурийских и девонских комплексах на Южном Урале.

Представления об абстрактных формациях уже давно интуитивно используются геологами. В. С. Соболев еще в 1932 г. на основании анализа магматических формаций Южной Африки и связанных с ними кимберлитовых трубок с алмазами высказал предположение о возможности их обнаружения в пределах Сибирской платформы, что подтвердилось.

Вопросы экономического значения рудных формаций и соотношения их с промышленно-генетическими или промышленными типами рудных месторождений рассмотрены мало. По мнению Д. В. Рундквиста и И. Г. Магакьяна, рудная формация — понятие не только геологическое, но и экономическое. Однако какие-либо экономические параметры в понятие рудной формации не включаются, многие рудные формации имеют лишь единичных промышленных представителей. В этом отношении рудные формации отличаются от промышленных типов. Последние, как известно, представляют собой, по определению В. М. Крейтера, природные геолого-минералогические проявления, которые обеспечивают более 1 % мировой добычи определенного вида полезного ископаемого. В. М. Крейтер подчеркивал, что

В этом определении отражены природная повторяемость ценного геолого-минералогического комплекса и международный горно-эксплуатационный и технологический опыт. Если при этом качество полезного ископаемого выразить как принадлежность данного типа к той или иной рудной формации, то промышленная группировка одновременно становится и генетической в широком геологическом смысле слова.

Как справедливо отмечает Р. М. Константинов, понятие о промышленных типах месторождений находится, пользуясь терминологией логики, в отношении частичного совпадения с понятием о рудной формации. Следовательно, промышленные типы месторождений отвечают некоторым, наиболее промышленно важным рудным формациям, а понятие о рудных формациях значительно шире, чем понятие о промышленных типах месторождений.

Критерии выделения рудных формаций

По мнению Е. Е. Захарова, рудные формации различаются по особенностям состава руд, характеру вмещающих пород и их изменений, условиям залегания, закономерностям размещения, морфологии рудных тел, вторичным изменениям, структурному положению руд, а также масштабам оруденения, технологической характеристике руд и т. д.

Р. М. Константинов критериями выделения рудных формаций считает повторяемость: 1) наиболее полно проявленных минеральных ассоциаций; 2) геологических особенностей месторождений (магматический контроль оруденения, проявления региональной и локальной тектоники, состав и свойства вмещающих пород); 3) околоврудных изменений, типоморфных особенностей минералов-примесей в рудах. Самым важным критерием он считает установление взаимосвязи между устойчивыми минеральными ассоциациями и геологическими условиями нахождения. В зависимости от минерального состава могут быть выделены монометальные, двухметальные и многометальные рудные формации.

Определение формационного типа месторождений по минеральному составу основано на комплексе минералогических исследований, среди которых Р. М. Константинов выделяет: установление принадлежности минерализации к одному или нескольким этапам; выявление разностадийных минеральных ассоциаций, соответствующих им типов околоврудноизмененных пород и распределение полезных компонентов в этих минеральных ассоциациях.

Среди минералого-геохимических критериев, которые могут быть использованы для выделения рудных формаций, следует упомянуть элементы-примеси в минералах, текстуры и структуры руд, состав и температуру рудоносных растворов, устанавливаемые по газово-жидким включениям, соотношения изотопов свинца и серы в минералах, типы геохимических ореолов и т. д.

По мнению Д. В. Рундквиста, отнесение месторождений к той или иной рудной формации должно осуществляться на основании анализа: 1) парагенезиса пород и руд; 2) количественных соотношений

различных минеральных парагенезисов; 3) расположения минеральных парагенезисов в пространстве; 4) последовательности развития парагенезисов во времени. Первые два фактора определяют состав рудной формации, следующие — ее структуру.

Кроме критериев, предложенных Д. В. Рундквистом, важное значение для отнесения месторождений к той или иной формации имеют количественные соотношения средних содержаний полезных компонентов. Эти соотношения хорошо коррелируются с геологической обстановкой и, в частности, с формациями магматических пород, тесно ассоциирующих с рудами в пространстве и во времени, а также с петрохимическим составом этих магматических пород. Кроме того, состав магматических пород часто оказывает влияние и на примеси в рудах, иногда представляющие существенный промышленный интерес.

Средние содержания металлов в рудах разведанных или эксплуатируемых месторождений можно надежно использовать для выяснения количественных соотношений полезных компонентов в рудах, так как они обычно основаны на тысячах или десятках тысяч единичных проб. Даже в тех случаях, когда в пределах одного месторождения отмечаются разные типы руд с различными количественными соотношениями металлов, опыт показывает, что мы не совершаляем большой ошибки, определяя количественные соотношения металлов по их средним содержаниям, так как обычно один из таких типов является абсолютно господствующим, а другие играют малозначительную роль. Однако даже и тогда, когда нет возможности использовать соотношения средних содержаний полезных компонентов, можно установить количественные зависимости изменения минерального состава от состава ассоциирующих магматических пород.

Как известно, среди оловорудных формаций выделяются две существенно различные: касситерит-кварцевая и касситерит-сульфидная. Месторождения первой формации тесно ассоциируют с массивами кислых биотитовых, двуслюдянных и аляскитовых гранитов, формирующихся в зонах тектонической активизации на кристаллических щитах и массивах ранней консолидации. Месторождения второй формации ассоциируют с суббулканическими телами дацитов, кварцевых порфиров и дайками основных и средних пород. По данным Р. М. Константинова, среднее содержание минералов двух сравниваемых оловорудных формаций в баллах, полученных как частное от деления суммы всех содержаний минералов на число исследованных месторождений (в данном случае — 150), следующее:

Минерал	Касситерит-кварцевая	Касситерит-сульфидная	Минерал	Касситерит-кварцевая	Касситерит-сульфидная
Кварц . . .	3,59	3,23	Арсенопирит . . .	2,75	2,54
Мусковит . . .	3,59	0,35	Вольфрамит . . .	2,16	0,67
Топаз . . .	2,63	0,13	Пирит . . .	1,92	3,31
Флюорит . . .	2,41	0,51	Пирротин . . .	0,64	2,77
Турмалин . . .	1,41	0,95	Сфалерит . . .	1,44	2,91
Хлорит . . .	0,64	1,74	Галенит . . .	0,88	2,38

Таким образом, перечисленные минералы делятся на две группы: группа «сквозных» минералов, содержание которых в месторождениях обеих формаций изменяется несущественно (кварц, турмалин,

арсенопирит, пирит и сфалерит), и группа минералов, на содержание которых геологические условия образования оказывают существенное влияние (мусковит, вольфрамит, топаз, флюорит, хлорит, пирротин и галенит).

Очень четко изменение условий образования оловорудных месторождений разных формаций отражается в количественных соотношениях суммы примесей тантала и ниобия к индию в кассiterитах. Для месторождений пегматитовой формации это отношение больше 1000, для месторождений кассiterит-кварцевой формации колеблется в пределах 1000—50, в скарновых месторождениях — 50—5, в месторождениях кассiterит-силикатной подформации — около 1, а в месторождениях кассiterит-сульфидной подформации — меньше 0,1.

Аналогично осадочным и магматическим формациям и рудные формации можно объединить в ряды рудных формаций. Впервые в металлогении это понятие было использовано Ю. А. Билибины и Е. Е. Захаровым. Ю. А. Билибин в 1959 г. выделил ряд золоторудных месторождений, связанных с монцонитовой и эсекситовой магматическими формациями, и считал объединяющим их признаком развитие в одинаковой тектономагматической обстановке и наличие барита. Е. Е. Захаров также использовал этот ряд в металлогенических построениях. Р. М. Константинов на примере оловянных, вольфрамовых и молибденовых месторождений Приморья, Забайкалья и других районов убедительно показал наличие рядов рудных формаций для многих полезных ископаемых. Исследование этих рядов рассматривалось им как метод сравнительного изучения месторождений различных рудных формаций, применяемый независимо от их местонахождения и геологического возраста и позволяющий выявить геологические факторы, влияющие на изменения минерального состава. Как показал Р. М. Константинов, изучая ряды рудных формаций, можно выявить геологические условия, характерные для тех или иных типов месторождений (членов ряда), и использовать эти материалы для прогнозирования наиболее вероятных типов месторождений в изучаемых рудных районах.

Существо данного метода заключается в разделении минерального состава руд месторождений на различные по генетическому значению группы минералов. При этом особо важное значение имеют группы минералов (переходные, по Р. М. Константинову), или отдельные минералы, которые в месторождениях рудной формации присутствуют в подчиненном количестве и не связаны с влиянием вмещающих пород. В оловорудных месторождениях кассiterит-кварцевой формации к минералам переходных групп Р. М. Константинов относит: вольфрамит, шеелит и ряд других (переход к сложной кассiterит-вольфрамит-кварцевой формации); сульфиды (переход к месторождениям кассiterит-сульфидной подформации); турмалин и хлорит (переход к подформации кассiterит-силикатных месторождений).

Аналогичный ряд, вероятно, образуют формации колчеданного семейства, месторождения которого залегают в вулканогенно-осадочных породах. Роль минералов переходной группы здесь играют халькопирит, сфалерит и галенит. В серноколчеданной формации эти ми-

нералы развиты незначительно; в месторождениях кипрского типа существенно повышается роль халькопирита; в месторождениях уральского типа к халькопириту присоединяется сфалерит; в рудах месторождений рудноалтайского типа сфалерит уже преобладает над халькопиритом, к нему присоединяется и галенит, количество которого становится равным количеству халькопирита, а часто даже и больше. На Рудном Алтае колчеданно-полиметаллические месторождения относятся к различным подформациям, отличающимся геологической обстановкой и, что наиболее существенно, количественными соотношениями рудообразующих металлов (табл. 2). Как видно из таблицы, месторождения этих подформаций также образуют определенный ряд, в котором происходит существенное изменение количественных соотношений между халькопиритом, сфалеритом, галенитом и баритом, обусловленное, по всей вероятности, различиями в геологических условиях формирования месторождений.

Изучение поведения группы переходных минералов позволяет в пределах одной металлогенической провинции установить серию месторождений, в которых постепенно меняются количественные соотношения рудообразующих минералов. Не меньшее значение имеет прогнозирование определения типов рудных месторождений в другой провинции, по аналогии со сходной провинцией, где уже установлен ряд рудных формаций или субформаций.

Изучение рядов рудных формаций позволяет внести определенную систему в анализ изменения особенностей состава руд месторождений и путем сравнения геологических условий их формирования выявить факторы, которые влияли на эти изменения. При этом именно постепенное изменение какого-либо химико-минералогического параметра в ряду рудных формаций позволяет установить тот геологический фактор, который влиял на это изменение.

Выявление рядов рудных формаций, по мнению Р. М. Константинова, представляет собой метод, с помощью которого можно установить зависимость особенностей минерального состава руд месторождений от определенного геологического фактора или группы факторов. Подобрав реальные месторождения, где постепенно изменяется минеральный состав руд, рассматриваемый как функция, следует выяснить, какие изменения происходят с геологическими факторами (аргументами); найдя среди них фактор, изменяющийся также закономерно, тем самым устанавливаем их взаимосвязь. Поступая таким образом, мы практически переносим на геологические объекты экспериментальный метод изучения сложных систем, в которых характер взаимосвязей не поддается теоретическому анализу. Эти взаимосвязи в определенной мере могут быть установлены, если последовательно изменяя один параметр системы, мы будем следить за изменением всех остальных параметров.

Исследование рядов рудных формаций позволило Р. М. Константинову разделить их на два типа: «латеральный» и «вертикальный». В пределах рядов первого типа переход одной рудной формации в другую происходит путем изменения состава устойчивой минеральной ассоциации, образованной в одну стадию минерализации, т. е. эти изменения осуществляются в пределах продуктов синхронных

Колчеданно-полиметаллические месторождения

Характерные особенности	Типы	
	Барит-полиметаллический	Собственно полиметаллический
Состав вмещающих пород	Чередование известняков и кремнистых сланцев	Туфы и лавы кислого состава или алевролиты и алевропелиты
Рудоконтролирующие структуры	Полости отслаивания складок, флексурные перегибы, разломы и зоны трещиноватости	
Преобладающие формы рудных тел	Жилообразные тела, штокверки	Линзообразные залежи, жило- и трубообразные тела, штокверки
Главные типы окорудно-измененных пород	Зоны малоинтенсивного гидролитического разложения с прожилково-вкрапленными новообразованиями кварца, серпентита, хлорита, карбоната	Существенно кварцевые метасоматиты зон гипогенного выщелачивания; карбонат-серпентитовые метасоматиты зон осаждения
Количественные соотношения средних содержаний Pb : Zn : Cu : Ba в рудах (в %)	1 : 1,5 : 0,2 : 30	1 : 2 : 0,5 : 3
Роль сульфидов железа по сравнению с суммарным количеством сфалерита и галенита	Подчиненная	
Примеры месторождений	Зареченское, Змеиногорское	Лениногорское, Зыряновское, Степное

стадий минерализации и их можно назвать фациальными изменениями минерального состава месторождений, принадлежащих к близким рудным формациям. В качестве примера «латерального» ряда Р. М. Константинов описывает переход в рядувольфрамит-кварцевой — кассiterит-кварцевой формаций. В этих месторождениях устойчивая минеральная ассоциация «кварц, мусковит, арсенопирит, вольфрамит, кассiterит» в сложной переходной кварц-кассiterит-воль-

Рудного Алтая (по Д. И. Горжевскому)

месторождений	Переходный к колчеданно-полиметаллическому	Колчеданно-полиметаллический	Медно-колчеданный
	Чередование алевролитов и алевропелитов с туфами и лавами кислого и среднего состава		
Межформационные и внутриформационные срывы и зоны рассланцевания, разломы		Межформационные срывы и зоны рассланцевания	
Лентообразные и линзообразные тела		Линзообразные залежи	
Существенно серпентитовые метасоматиты зон выщелачивания, серпентит-хлорит-карбонатные метасоматиты зон осаждения		Обогащенные пиритом серпентит-кварцевые метасоматиты зон выщелачивания; хлоритовые, карбонат-хлоритовые метасоматиты зон осаждения	
1 : 7 : 1 : 0,5		1 : 6 : 3 : 0,1	
Равноценная		Преобладающая	
Корбалихинское, Тишинское, Ново-Золотушинское		Иртышское, Ново-Березовское, Золотушинское	
Орловское, Маслянское			

аррамитовой формации сменяется ассоциацией «кварц, мусковит, арсенопирит, кассiterит, топаз» простой кассiterит-кварцевой формации.

В «вертикальных» рядах смена минеральных ассоциаций осуществляется путем уменьшения количества и в последующем полного выпадения минеральных ассоциаций, образовавшихся в одну из стадий минерализации, при появлении новых минеральных ассоциаций и по-

степенном увеличении их количества. Этот тип рядов рудных формаций отражает изменение в количественной роли стадий минеральных ассоциаций, образовавшихся в разное время. В качестве примера «вертикального» ряда Р. М. Константинов приводит оловорудные и вольфрамовые месторождения, в которых группы поздних сульфид-

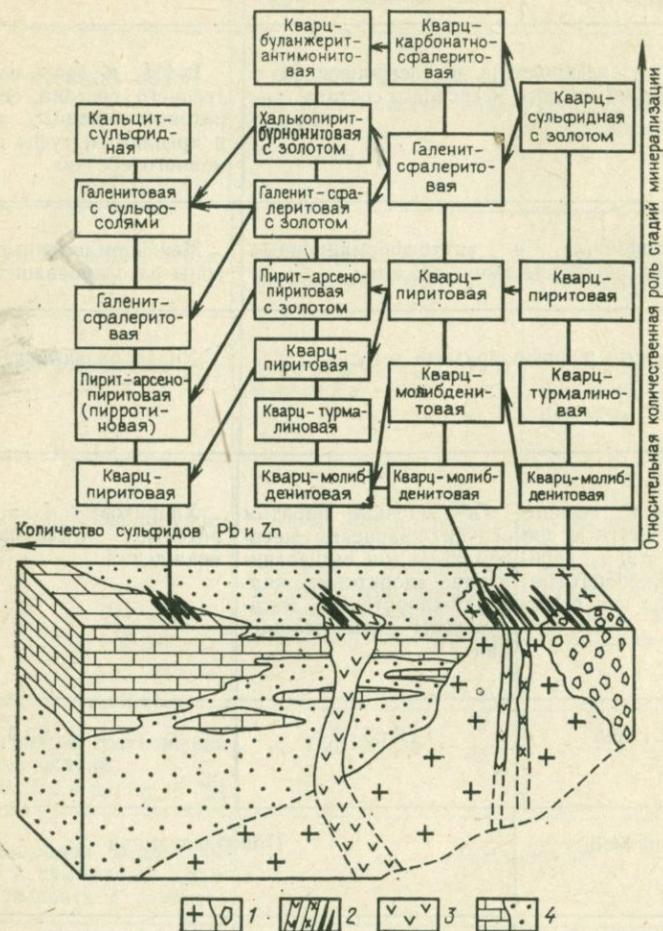


Рис. 18. Схема соотношений стадий минерализации в ряду золото-молибден-свинцово-цинковых формаций (по Р. М. Константинову):

1 — граниты и гранодиориты Шахтаминской магматической серии и их брекчии; 2 — дайки гранит-порфиров, лампрофиров и рудные тела; 3 — субвулканические тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров; 4 — вмещающие породы (песчано-сланцевая толща и известняки)

ных минералов обуславливает переход месторождений кассiterит-кварцевой формации в кассiterит-сульфидно-кварцевую и вольфрамит-кварцевой в вольфрамит-сульфидно-кварцевую, а также золото-молибден-свинцово-цинковый ряд формаций (рис. 18).

На характер рядов рудных формаций существенное влияние оказывают следующие факторы.

1. Геотектонический режим структурно-формационных зон, в которых локализуются ряды рудных формаций (геосинклинальный, геоантиклинальный, платформенный, тектономагматической активизации) на период рудообразования (сжатие, растяжение, поднятие, опускание и др.).

2. Состав, петрохимические особенности и условия формирования магматических пород (фациальные особенности, степени гибридности и контаминации), с которыми ассоциирует оруденение.

3. Характер эволюции магматизма (гомодромный, антидромный, дифференцированный, контрастный, последовательный).

4. Формационные и фациальные особенности осадочных пород, вмещающих оруденение.

5. Состав, глубина залегания и строение фундамента структурно-формационных зон.

6. Степень и тип метаморфизма.

7. Характер и интенсивность процессов околоврудного метасоматоза.

Близкую к взглядам Р. М. Константинова точку зрения на ряды рудных формаций высказывает Д. В. Рундквист. По его мнению, латеральный ряд рудных формаций объединяет единовременные формации, закономерно сменяющие друг друга в пространстве, а возрастной ряд объединяет рудные формации, последовательно развивающиеся в пределах рудных поясов или металлогенических зон.

И. Г. Магакьян и В. А. Кузнецов используют ряды рудных формаций как классификационную категорию в систематике рудных формаций.

Систематика рудных формаций

В 1965 г. в классификации формационных элементов магматогенных месторождений Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко группировали рудные формации в комплексы, объединяющиеся по связи рудных формаций с определенной магматической формацией, затем — в группы, локализующиеся внутри типов геотектонических структур земной коры, и, наконец, — в серии, локализованные в пределах основных структурных элементов: платформ, геосинклинальных систем и областей тектономагматической активизации.

В. А. Кузнецов в 1972 г. предложил несколько иную систематику (табл. 3). Рудные формации он объединял в ряды, связанные с определенными магматическими формациями, а ряды — в группы рудных формаций: платформенных областей, областей тектономагматической активизации и складчатых областей (раннегеосинклинальных, позднегеосинклинальных и орогенных стадий развития). Выделение трех последних групп представляется дискуссионным, так как характер рудных формаций зависит не только от стадии развития геосинклинальных структур, но также и от их типа.

В 1975 г. В. А. Кузнецов предложил объединять ряды рудных формаций в группы (по тектоническому принципу) и в серии (по связи рудных формаций с определенными типами магм и различными источниками рудного вещества). В. М. Кузнецовым выделены

Таблица 3

Классификация рядов эндогенных рудных формаций (по В. А. Кузнецovу)

Группа рудных формаций	Ряд рудных формаций	Рудная формация	Примеры
	Ряд РФ, связанных со спилит-диабазовой и кварц-кератофировой вулканическими формациями	Медно-колчеданная Колчеданно-полиметаллическая Марганцевая (в. о.) Самородной меди	Алтае-Саянская область, Урал, Казахстан, Кавказ
	Ряд РФ, связанных с альпинотипными гипербазитами	Хромитовая (м) Хризотил-асбестовая (г) Тальковая (г)	Алтае-Саянская область, Урал, Казахстан
	Ряд РФ, связанных с интрузиями габбро-платигранитной группы	Титаномагнетитовая (м) Медно-никелевая (м) Магнетитовая (с) Кварц-золоторудная (г) Платиновая (м) Меднорудная (с)	Алтае-Саянская область Урал
	Ряд РФ, связанных с формацией гранитных батолитов	Редкометальных пегматитов Слюдяных пегматитов Редкометальная (г) Магнетитовая (с) Редкометальная альбитовая Кварц-кассiterитовая (гр) Кварц-вольфрамит-молибденитовая (гр) Кварц-золоторудная (г)	Алтае-Саянская область, Верхояно-Колымская область
I. Группа РФ ранних (геосинклинальных) стадий развития складчатых областей	Ряд РФ, связанных с формацией гранитоидных батолитов пестрого состава	Магнетитовая Вольфрам-молибденовая Золото-сульфидная (с) Кварц-золоторудная (г)	Кузнецкий Алатау, Тыва, Восточный Саян

Продолжение табл. 3

Группа рудных формаций	Ряд рудных формаций	Рудная формация	Примеры
II. Группа РФ средних (инверсионных) стадий развития складчатых областей	Ряд РФ, связанных с эффиузивными формациями базальт-андезит-риолитовой группы	Свинцово-цинковая (г) Золото-баритовая (г) Золото-серебряная (г) Золото-висмут-теллуровая (г) Мышьяковая (реальгаровая) Ртутная опалитовая (г) Самородной серы Олово-полиметаллическая (г) Оловянная риолитовая (г)	Закарпатская область, Малый Кавказ, Камчатско-Курильская область Охотско-Чукотская область Приморье
III. Группа РФ поздних (ограниченных) стадий развития складчатых областей	Ряд РФ, связанных с субвулканогенными интрузивными формациями габбро-диорит-гранитной группы	Магнетитовая (с) Меднорудная (с) Мышьяк-cobальтовая (г) Кварц-кассiterитовая (г) Сульфидно-кассiterитовая (г) Флюорит-барит-сидеритовая Вольфрамовая	Тува, Малый Кавказ Приморье
	Ряд РФ, связанных с субвулканическими гранитами и щелочными интрузивными комплексами	Медно-молибденовая (г) Свинцово-цинковая (с) Бороносная (с) Кварц-кассiterитовая (г) Сульфидно-кассiterитовая (г)	Приморье
	Ряд РФ, связанных с самостоятельными малыми интрузиями основной магмы поздних этапов развития складчатых областей	Колчеданно-полиметаллическая Барит-полиметаллическая Золото-сульфидная (г) Кварц-золоторудная (г)	Салаир, Рудный Алтай

Группа рудных формаций	Ряд рудных формаций	Рудная формация	Примеры
IV. Группа РФ платформенных областей	Ряд РФ, связанных с трапповыми комплексами	Титаномагнетитовая (м) Магнومагнетитовая (м) Медно-никелевая сульфидная (м) Свинцово-цинковая (г) Исландского шпата (г)	Сибирская платформа
	Ряд РФ, связанных с ультраосновными-щелочными интрузиями и кимберлитами	Редкометальная карбонатовая Нефелиновая (м) Алмазная (м)	Сибирская платформа
V. Группа РФ областей тектоно-магматической активизации	Ряд РФ, связанных с малыми интрузиями щелочных базальтоидов	Золото-сульфидная (г) Золото-серебряная (г) Флюоритовая (г) Свинцово-цинковая (г) Сурьмяно-вольфрамовая (г) Ртутная (г)	Алданский массив, Забайкалье, Алтай-Саянская область
	Ряд РФ, связанных с внемагматическими источниками	Свинцово-цинковых руд (т) Медистых песчаников (т) Ртутная (т)	

При меч ани е. В скобках указана генетическая принадлежность РФ: м — магматическая; с — скарновая; г — гидротермальная; т — телетермальная; гр — грейзеновая; в. о. — вулканогенно-осадочная.

следующие пять серий рудных формаций, источниками рудного вещества которых служат: 1) ультраосновные мантийные магмы; 2) основные базальтоидные подкоровые магмы; 3) внутрикоровые гранитоидные палингенные магмы; 4) мантийно-коровые смешанные магмы, характерные для орогенных структур; 5) внемагматические источники.

Близких представлений по этому вопросу придерживается и Г. М. Власов, который, однако, группу рудных формаций, связанную с одной магматической формацией, называет генетическим рядом рудных формаций.

Интересная классификация рудноинформационных единиц предложена Д. В. Рундквистом в 1978 г. (рис. 19). Как видно из рисунка, здесь, как и в работах Р. М. Константина, группировка начинается с минерального парагенезиса, а рудная формация рассматривается

как группа ассоциаций минеральных парагенезисов. Рудные формации объединяются в ассоциации по принципу их связи с единой геологической формацией, а в качестве наиболее крупной единицы предлагается комплекс рудных формаций — группа ассоциаций рудных формаций, связанных с родственной группой геологических формаций.

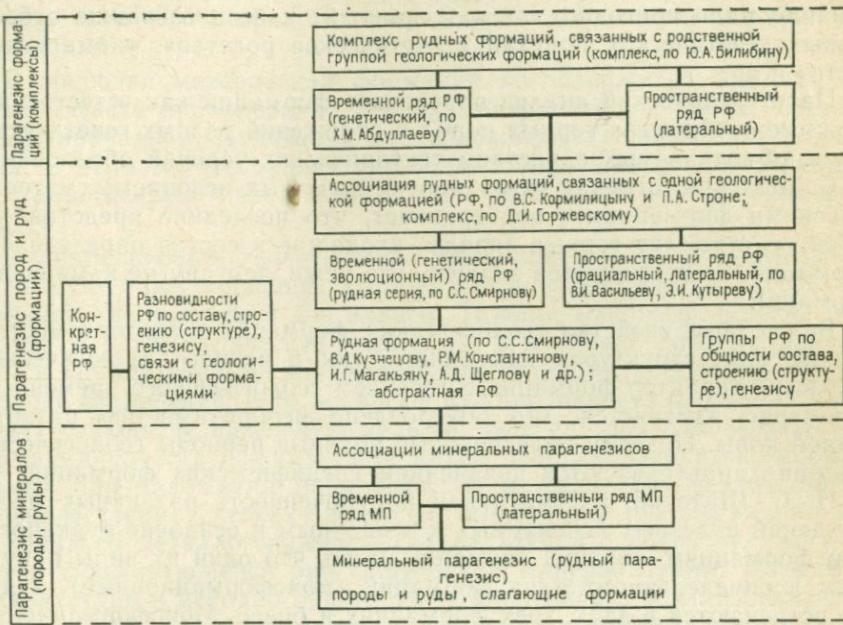


Рис. 19. Схема соотношения различных структурно-вещественных подразделений, используемых при минералогических исследованиях (по Д. В. Рундквисту):
РФ — рудная формация, МП — минеральный парагенезис

маций. Особенность этой классификации — недостаточное отражение роли тектонических элементов, поскольку родственная группа геологических формаций является родственной по признаку ее формирования в условиях однотипного тектонического режима и этапа формирования.

Д. В. Рундквист справедливо отмечает, что каждое из выделенных образований, принимаемых представителями различных научных направлений в качестве основного звена классификации рудных формаций, имеет самостоятельное и важное содержание. При детальных исследованиях главной задачей является изучение минеральных парагенезисов (рудных формаций, по Н. В. Петровской), при крупно- и среднемасштабных исследованиях основной единицей анализа становится тип месторождения, выделяемый с учетом состава и структуры, т. е. «рудная формация» в наиболее широком смысле. При мелкомасштабных и обзорных исследованиях представляется возможным анализировать размещение родственных групп месторождений различных типов рядов рудных формаций.

Связь рудных и геологических формаций

В учении о геологических формациях различаются генетическое и парагенетическое направления. Для первого типично понимание геологической формации как сообщества генетически взаимосвязанных пород. С точки зрения рудноформационного анализа такое понимание мало пригодно, так как приводит к использованию субъективных генетических понятий «генетическое родство», «комагматичность» и др.

Парагенетический анализ определяет формации как естественные сложные сообщества горных пород и отложений разных генетических типов, объединяемых единством тектонических условий образования. Н. С. Шатский, отмечая связь многих полезных ископаемых с геологическими формациями, подчеркивает, что последние представляют собой по существу горные породы, входящие в состав определенных формаций, но встречаются значительно реже, чем другие компоненты формаций.

Важнейшее свойство геологических формаций — повторяемость в аналогичных структурах как одного, так и разного геологического возраста. Характер формаций с течением геологического времени закономерно изменяется, что обусловлено необратимостью развития земной коры. Поэтому определенные крупные периоды геологической истории характеризуются появлением специфических формаций.

Н. С. Шатский, рассматривая приуроченность различных месторождений полезных ископаемых к осадочным и осадочно-вулканогенным формациям, обратил внимание на то, что одни их виды приурочены к определенному типу формаций (моноформационные), а другие встречаются в двух, трех формациях и более. Моноформационными полезными ископаемыми Н. С. Шатский считает соли, встречающиеся только в особых соленосных формациях аридных зон, а также медистые песчаники, всегда связанные с пестроцветными формациями аридных зон. Типичные примеры полиформационных полезных ископаемых — марганцевые, железорудные и фосфоритовые месторождения.

В число геологических формаций входят осадочные, магматические метаморфические и метасоматические. Одна и та же геологическая формация может быть рудносной, т. е. сопровождаться промышленными месторождениями, и безрудной. Д. В. Рундквист под рудносной геологической формацией понимает «разновидность геологической формации, обладающей специфическими чертами состава и строения, в пространственной и временной связи с которой генетически или парагенетически связаны промышленно ценные концентрации полезных ископаемых» [21, с. 29].

Одна из важнейших задач формационного анализа — установление критерии, позволяющих среди близких по составу и структуре геологических формаций различать рудносные инерудносные. По мнению Д. В. Рундквиста, все геологические формации могут находиться в различной связи с оруденением и по этому признаку могут быть разделены на рудносные продуктивные, рудносные материнские и рудовмещающие.

Рудоносная продуктивная формация — геологическая формация, содержащая промышленно ценную минерализацию в качестве составной части. В этом случае рудная формация генетически, пространственно и во времени связана с определенной геологической формацией. Например, месторождения хромитов связаны с дунит-гарцбургитами, некоторые типы железорудных и свинцово-цинковых месторождений — со скарнами, бокситы — с латеритными корами выветривания.

Рудоносная материнская формация не содержит в качестве составной части промышленно ценной минерализации, однако связана с формированием оруденения в близлежащих геологических формациях. В этом случае рудная формация обнаруживает определенную пространственную и временную связь с рудоносной материнской формацией.

Рудовмещающая геологическая формация содержит промышленно ценную минерализацию, которая обычно генетически не связана с данной геологической формацией. Таковы, например, многие осадочные и метаморфические формации, в пределах которых локализуются «продуктивные» гидротермально-метасоматические формации, несущие оруденение. В то же время рудовмещающая формация часто играет отнюдь не пассивную роль. В ряде случаев рудовмещающие формации служат важным источником рудных элементов, мобилизуемых при наложении магматических и более поздних гидротермально-метасоматических процессов. Вмещающие породы влияют как на характер металлогенической специализации и интрузий, так и на состав формирующейся эпигенетической минерализации. Например, в Казахстане в исходно однотипных гранитоидах, локализованных в породах андезитовой формации, известны крупные комплексные скарновые месторождения железа с кобальтом, никелем и медью, в то время как в породах флишевой формации локализуются лишь мелкие месторождения и рудопроявления железа без сопутствующей минерализации. При распространении гидротермальной минерализации в терригенных породах, обогащенных углистым веществом, обнаруживается широкое развитие борной минерализации, а в карбонатных отложениях — флюоритизации.

Совокупность рудоносной геологической формации определенного типа и ассоциирующей с ней рудной формации можно назвать металлогенической формацией.

Анализ металлогенических особенностей различных этапов развития земной коры и характера изменения магматических и рудных формаций во времени показывает, что одни типы геологических и ассоциирующих с ними рудных формаций по мере эволюции земной коры сменяются новыми, в то время как другие без принципиальных изменений практически сохраняются во всех или, по крайней мере, в большей части этапов развития Земли (табл. 4). Последовательная дифференциация структур земной коры от сравнительно однородных в археохроне к геосинклинальным и протоплатформенным в мезохроне и геосинклинально-орогенным, платформенным и тектономагматической активизации в неохроне и эпинеохроне приводит к

Таблица 4

Главные типы магматических и ассоциирующих с ними рудных формаций

Мега-цикль	Осадочно-вулканогенные, существенно осадочные и вулканогенно-интрузивные формации	Рудные формации	Примеры месторождений и рудных районов
Археохрон	Вулканогенно-кремнистая (базальты, яшмы, кремнистые породы)	Магнетитовая (киватинский тип)	Верхнее озеро (США и Канада) Михайловская серия КМА (СССР)
	Гондитовая (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы)	Спессартин-кварцевая	Индия
	Базальт-андезит-дацит-риолитовая (последовательная) натриевой серии	Халькопирит-сфalerит-пиритовая	Кидд-Крик, Матагами-Лэйк, Флин-Флон (Канада)
		Золото-арсенопирит (пирротин)-пирит-кварцевая	Ашанти (Африка), Поркьюпайн (Канада), Колер (Индия), Калгурли (Австралия)
	Пироксенит-перидотит-дунировая	Пентландитовая	Камбалда (Австралия)
	Габбро-пироксенит-перидотитовая	Халькопирит-пентландитовая	Печенга, Мончегорск (СССР)
	Перидотит-габбро-анортозитовая	Хромитовая	Селукве (Африка)
Мезохрон	Пегматитовая	Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с tantalитом, колумбитом, сподуменом, поллюцитом, бериллом	Бикита (Африка), Берник-Лэйк (Канада)
	Кремнисто-сланцевая	Гематит-магнетитовая (Криворожский тип)	Курская серия КМА (СССР)
	Лептитовая и порфиролептитовая (лавы и туфы риолитов и дацитов, яшмы и кремнистые сланцы)	Гематит-магнетитовая (тип кируна)	Швеция, Кольский полуостров (СССР)
	Доломито-кремнистая	Браунит-гаусманит-гематитовая (итабаритовая)	Бразилия, Индия, Южная Африка

Продолжение табл. 4

Мега-цикль	Осадочно-вулканогенные, существенно осадочные и вулканогенно-интрузивные формации	Рудные формации	Примеры месторождений и рудных районов
	Базальт-андезит-дацит-риолитовая калинатриевовой серии	Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовая	Брокен-Хилл (Австралия)
Протоплатформы			
	Золотоносные конгломераты	Платиноидно-уран-золото-пиритовая	Витватерсrand (ЮАР), Тарква (Африка)
Мезохрон	Габбро-норитовая дифференцированная (расслоенные интрузии локалитов)	Хромитовая	Бушвельд (ЮАР), Великая Дайка (Зимбабве)
		Халькопирит-пентландит-пирротиновая	Седбери (Канада), Великая Дайка (Зимбабве)
	Габбро-анортозитовая	Ильменит-титаномагнетитовая	Айрон-Маунтин (США), Аллард-Лэйк (Канада)
	Карбонатитовая	Халькопирит-титаномагнетитовая	Палабора (ЮАР)
	Габбро-гранитная щелочная	Ильменит-титаномагнетитовая	Приазовье (СССР)
Раннегеосинклинальные системы			
Неохрон и эпнеохрон	Базальтовая недифференцированная	Халькопирит-пиритовая (кипрский тип)	Агрокиния (Кипр), Эргани-Маден (Турция)
	Базальт-андезит-дацит-риолитовая (последовательная)	Халькопирит-сфалерит-пиритовая (уральский тип)	Сибайское, Гайское (Урал), Урупское, Худеское (Кавказ)
	Риолит-базальтовая натриевая	Халькопирит-сфалерит-пиритовая (уральский тип)	Сибайское (Урал)
	Базальт-риолитовая калинатриевая	Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовая (алтайский тип)	Лениногорское, Зыряновское (Рудный Алтай)
	Габбро-пироксенит-дунитовая	Хромитовая	Кемпирсай (СССР), Мано-Баракоа (Куба), Люботен (Югославия)
		Титаномагнетитовая	Кусинское (СССР)

Продолжение табл. 4

Мега-цикль	Осадочно-вулканогенные, существенно осадочные и вулканогенно-интрузивные формации	Рудные формации	Примеры месторождений и рудных районов	
Мезохрон	Габбро-диорит-диабазовая	Титаномагнетитовая (иногда ванадиеносная)		
		Золото-кварцевая		
	Габбро-плагиогранит-сиенитовая	Магнетитовая (иногда кобальтоносная)	Гора Магнитная, Благодать, Таштагол и др. (СССР)	
		Золото-сульфидно-кварцевая	Урал (СССР)	
Позднегеосинклинальные системы				
Гранитоидных батолитов		Молибденит-шеелистовая и шеелитовая (скарновая)	Лянгар, Койташ, Кумболь (СССР)	
		Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая	Енисейский кряж (СССР)	
Структуры орогенного этапа				
Неохрон и эпнеохрон	Анdezит-риолитовая наземная	Молибденит-урановая	Мерисвейл (США)	
		Золото-серебряная		
	Гранитоиды повышенной основности и их порфировые дериваты	Молибденит-халькопиритовая	Чуквикамата, Токвепала (Перу), Коунрад, Актогай (СССР)	
	Умереннокислые гранитоиды	Молибденит-шеелистовая		
		Молибденит-кварцевая	Жирекен, Умальта (СССР)	
		Кассiterит-сульфидная и кассiterит-силicateчная	Ллаллагуа (Боливия), Маунт-Плезен (Канада), Хрустальное, Либудзин, Уч-Кошкон (СССР)	
	Умереннокислые гранитоиды в контакте с карбонатными породами	Галенит-сфалеритовая (скарновая)	Тетюхе, Кансай (СССР)	

Продолжение табл. 4

Мега- цикль	Осадочно-вулканогенные, существенно осадочные и вулканогенно-интрузивные формации	Рудные формации	Примеры месторождений и рудных районов
	Биотитовые и лейко- кратовые граниты	Вольфрамит-каssi- терит-кварцевая и кас- ситерит-кварцевая	Циновец, Альтенберг (ГДР, ЧССР)
	Лейкократовые калие- вые граниты (апограпи- ты)	Касситерит-кварцевая	
		Колумбит-танталито- вая	
		Криофиллит-лепидо- литовая	
	Малые интрузии	Золото-сульфидно- кварцевая	Забайкалье (СССР)
		Галенит-сфалерито- вая скарновая	Алтын-Топкан (СССР)
		Касситерит-сульфид- ная	
		Халькопиритовая (из семейства медно-порфи- ровых месторождений)	
		Молибденит-халько- пиритовая	
Платформенные структуры			
	Галенит-сфалерито- вая стратиформная известково-доломито- вых породах	в	Мидконтинент (США) Сардана (СССР)
	Борнит-халькозин- халькопиритовая (ме- дистые песчаники сланцы)	и	Нижняя Силезия (ПНР, ГДР)
Области тектономагматической активизации			
	Кимберлитовая	Пикроильменит-хром- диопсид-алмазная	Якутия (СССР)

Мегапикл Неокрон и эпинеокрон	Осадочно-вулканогенные, существенно осадочные и вулканогенно-интрузивные формации	Рудные формации	Примеры месторождений и рудных районов
	Ультраосновная щелочная	Апатит-магнетитовые карбонатиты	
		Карбонатиты с пирохлором, дизаналитом и редкоземельными карбонатами	
		Флогопитовые карбонатиты	
	Габбро-долеритовая	Пентландит-халькопиритовая	Норильск (СССР)
	Агпайтовая сиенитовая	Апатит-нефелиновая	
		Лопаритовая	
	Гранитоидная субщелочная	Вольфрамит-касситеритовая	
		Золото-сульфидно-кварцевая	
		Халькопирит-молибденитовая	
		Редкометальных гранитов и альбититов	
		Флюорит-берtrandит-фенакитовая	

увеличению количества и усложнению типов магматических и рудных формаций.

Связь рудных формаций с геологическими может быть прямой (генетической) или косвенной (парагенетической) [39]. Прямой связью характеризуются рудные формации, для которых геологические формации являются иrudогенерирующими (материнскими) ирудовмещающими. В этих случаях рудная формация связана непосредственно со становлением продуктивных интрузий либо с внутренним автономным гидротермально-метасоматическим преобразованием. В других случаях связь косвенная (парагенетическая), т. е. вмещающие оруденение геологические формации —рудосодержащие образования. Последние относятся главным образом к основной части рудоносных гидротермально-метасоматических формаций, связанных с вулкано-плутоническими и метаморфическими процессами.

Эволюция формирования рудных формаций

Общим вопросам эволюции рудообразования посвящены работы Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко, В. С. Домарова, Д. В. Рундквиста, В. И. Смирнова, П. А. Строни, Г. А. Твалчелидзе, А. И. Тугаринова, С. Д. Туровского, В. Линдгрена, Де Лоне, П. Рутье, Ж. Гастила, Д. Перейры и К. Диксоне, Р. Фолинсби и других исследователей.

Д. В. Рундквист выделяет следующие периоды эволюции рудообразования: 1) мегацикли (сотни миллионов — миллиарды лет); 2) тектono-магматические циклы (десятки — сотни миллионов лет); 3) этапы становления серии генетически связанных магматических пород и минерализации (миллионы — десятки миллионов лет); 4) этапы становления интрузивного комплекса и связанной с ним минерализации (сотни тысяч — первые миллионы лет); 5) стадии внутри этапов минерализации (десятки — сотни тысяч лет); 6) переходы внутри стадий минерализации (тысячи — десятки тысяч лет); 7) ритм минерализации (тысячи лет).

Типы рудных месторождений разных мегациклов тесно связаны с особенностями геологического развития земной коры. Так, в археохроне месторождения формировались в условиях неконсолидированной коры, еще не дифференцированной и не разделившейся на геосинклинали и платформы, что определило формирование ограниченного числа специфических рудных формаций (табл. 5). Для археохона характерны особые складчатые структуры и ограниченное развитие выдержаных крупных разрывов. Такие структурные условия препятствовали формированию значительных по масштабам постмагматических месторождений, а относительно малая дифференцированность магматических комплексов определяла слабое развитие магматогенных месторождений вообще.

Начиная с раннего протерозоя (после возникновения платформ и геосинклиналей), появились геосинклинальные и платформенные группы формаций месторождений полезных ископаемых, а в позднем протерозое проявились первые интенсивные процессы тектono-магматической активизации, с которыми ассоциирует своя группа эндогенных месторождений. В дальнейшей геологической истории параллельно с увеличением дифференцированности земной коры возрастала дифференцированность магматических комплексов, что в значительной мере определило повышение интенсивности и изменение состава оруденения.

Необратимый характер металлогенического развития земной коры обусловил появление разнообразных типов месторождений полезных ископаемых, усложнение их минерального состава, уменьшение глубины формирования многих типов эндогенных месторождений и увеличение числа стадий и этапов минералообразования.

В истории металлогенического развития земной коры все полезные ископаемые можно разделить на две группы. Металлы первой группы (железо, хром, медь, цинк, золото и др.) образовывали крупные промышленные месторождения во все этапы развития Земли, начиная с позднего архея — раннего протерозоя, металлы второй

Таблица 5

Эволюция рудных формаций (по Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко)

Металлогенический период	Возраст, млн. лет	Тип геологической структуры	Характерные рудные формации	Примеры рудных регионов
Н е о х р о н				
Геосинклинально-платформенный	1,0—0	Эвгеосинклинали на базальтовой коре (первичные)	<i>Геосинклинальный этап:</i> медно-колчеданная, медно-цинк-колчеданная, титаномагнетитовая, хромитовая, скарново-магнетитовая, скарновая меднорудная	Урал
			<i>Орогенный этап:</i> золото-сульфидно-кварцевая, золото-кварцевая	
		Эвгеоантеклинали на гранитной коре (вторичные)	<i>Геосинклинальный этап:</i> колчеданно-полиметаллическая	Алтай; Кавказ
			<i>Орогенный этап:</i> полиметаллическая	
		Терригенные геосинклинали на базальтовой коре	<i>Геосинклинальный этап:</i> медно-цинк-колчеданная, колчеданно-полиметаллическая	Кавказ
			<i>Орогенный этап:</i> скарновая молибден-вольфрамовая, ртутная и сурьмяно-ртутная	
		Терригенные геоантеклинали на гранитной коре	<i>Орогенный этап:</i> редкометальные пегматиты, редкометальные альбититы, касситерит-кварцевая, вольфрамит-кварцевая	—
		Карбонатно-терригенные геоантеклинали	<i>Орогенный этап:</i> скарновая свинцово-цинковая, скарновая шеелитовая, касситерит-сульфидная, молибденитовая грейзеновая, халькопирит-молибденит-медио-порфирового семейства, медиистые песчаники и сланцы	Казахстан, Кавказ, Средняя Азия

		Платформы	Свинцово-цинковая, стратиформная в известково-доломитовых породах	США, Канада, Сибирь
			Медные песчаники и сланцы	ГДР, ПНР
			Пятиэлементная	—
		Области тектономагматической активизации	<i>Фемическая группа:</i> медно-никелевая, алмазная, карбонатиты	Африка, Сибирь
			<i>Сиалическая группа:</i> олово-вольфрамовая, оловорудная и бериллиевая в связи с грейзенами, редкометальные граниты и альбититы, флюорит-берtrandит-фенакитовая	—
Мезохрон				
Протогеосинклинальный	2,5—1,0	Протогеосинклинали	Мусковитовые и редкометальные пегматиты	Канада, Южная Африка
			Гематит-магнетитовая (иногда с марганцем) железорудная криворожского, итабириотового и лептитового типов	Украина, Канада, Бразилия, Швеция
			Медно-колчеданная	Финляндия, Швеция
			Колчеданно-полиметаллическая	Австралия

Продолжение табл. 5

Металлогенический период	Возраст, млн. лет	Тип геологической структуры	Характерные рудные формации	Примеры рудных регионов
Протогеосинклинальный	2,5—1,0	Протоплатформы	Медно-никелевая	Канада, СССР
			Золото-урановые конгломераты	Южная Африка, Канада
			Медистые песчаники	СССР
	3,2—2,0	Областиprotoактивизации	Платино-хромитовая, карбонаты с сульфидными медными рудами с аматитом и флогопитом, урановые и никель-урановые в связи с щелочными метасоматитами	Южная Африка
Зачаточно-геосинклинальный (нуклеарный)	3,8—2,5	Слабо расчлененная земная кора	Археохрон	
			<i>Супракрустальный этап:</i> плутоногенные в связи с ультрамаерит-мафитовой группой формаций (сульфидно-никелевая, платино-хромитовая); вулканогенные в связи с базальт-андезит-риолитовой группой формаций (гематит-магнетитовая киватинского типа, медно-цинк-колчеданная, золото-сульфидно-кварцевая)	Австралия, СССР, Гренландия, Канада
			<i>Гранито-gneйсовый этап:</i> редкометальные пегматиты, мусковитовые пегматиты, скарновые месторождения флогопита и магнетита	Африка, Австралия, Бразилия, СССР

группы (олово, вольфрам, молибден, ртуть и др.) накапливались в значительных промышленных количествах лишь в палеозойскую и особенно в мезозойско-кайнозойскую эры.

С. Д. Туровский еще в 1955 г. обратил внимание на соответствие возрастного ряда месторождений Fe, Ti, Cr, Zn, Ni, Cu, Pb, Ba, Sn, V, As, W, Mo, B, Sb, Hg, Ag, Bi, Au ряду убывающего значения кларков этих элементов. В целом данный ряд приблизительно соответствует последовательности возникновения месторождений в земной коре. Исключение составляют лишь золото и серебро, которые добываются при весьма низких концентрациях, измеряемых не процентами (даже не десятыми и сотыми долями процента), а граммами на тонну руды.

Д. Б. Рундквист в 1969 г. подчеркнул совпадение последовательности формирования месторождений с кларками концентраций элементов. Он также отметил, что элементы, образовывавшие крупные месторождения в докембрийское и раннепалеозойское время, имеют в основном четные порядковые номера, а в мезозойско-кайнозойское время — нечетные. В соответствии с известным правилом Оддо-Гаркинса это, возможно, свидетельствует о том, что месторождения менее распространенных элементов (с нечетными номерами) формировались в более поздние эпохи.

В ходе металлогенического развития Земли рудные формации ведут себя различно. Одни формации (медно-колчеданные, медистых песчаников и сланцев, золото-кварцевая, редкометальных пегматитов и др.) образуют крупные месторождения, начиная с позднего архея — раннего протерозоя, другие — до кайнозоя включительно, сравнительно мало изменяя геолого-минералогические особенности. В то же время, формации медно-порфировая, олово-вольфрамовая грейзеновая, золото-серебряная, ртутно-сульфидная, мусковитовых пегматитов характерны лишь для отдельных этапов, большей частью (за исключением мусковитовых пегматитов) принадлежащих палеозою и мезозою-кайнозою.

По мнению В. И. Смирнова, генетические группы эндогенных рудных месторождений в соответствии с устойчивым характером магматизма в истории земной коры не испытывали изменений. Однако при их качественной неизменности на протяжении всей геологической истории намечаются некоторые количественные сдвиги. На ранних этапах геологической истории преобладал базальтоидный магматизм и преимущественным развитием пользовались месторождения базальтоидной серии, а на более поздних — гранитоидный, с которым ассоциируют месторождения гранитоидной серии.

В истории формирования земной коры на примерах целого ряда полезных ископаемых можно проследить появление и постепенное увеличение роли отдельных рудных формаций данного элемента. Так, по данным Е. М. Лазько и Л. Н. Формозовой, наиболее древняя (архейская) железорудная формация железистых кварцитов сменяется в раннепротерозойское время зеленокаменной джеспилитовой формацией криворожского типа, лептитовой и порфир-лептитовой и известково-кремнистой формацией Тимискаминг (рис. 20). В среднем протерозое появляются доломит-кремнистая и кремнисто-слан-

цевая формации и табиритового и таконитового типов, а в рифе — сидеритовая и терригенно-кремнисто-сланцевая оолитового типа. В последокембрийское время господствуют оолитовые железорудные формации, к которым присоединяется и скарновая формация.

Среди меднорудных формаций первыми в позднем архее и раннем протерозое появляются крупные месторождения колчеданной формации (Канада) и формации медистых песчаников (Восточная Сибирь). В среднепротерозойское время к этим формациям присоединяется медно-никелевая (Канада и др.), а в палеозойскую эру — крупные месторождения медно-порфировых руд; последняя формация (мезозой — кайнозой) уже играет среди других меднорудных формаций господствующую роль.

Среди оловорудных формаций первыми в позднепротерозойское время образуются месторождения пегматитовой и кассiterит-кварцевой формаций; в палеозое существенную роль приобретает также и кассiterит-силикатная формация, а в мезозое и кайнозое — и кассiterит-сульфидная.

Среди свинцово-цинковых формаций первой в среднепротерозойское время появляется колчеданно-полиметаллическая, к которой в рифе добавляется стратиграфическая в известково-доломитовых отложениях. Скарновая формация в значительных размерах появляется лишь в палеозое, а в мезозое и кайнозое она приобретает особо важное значение.

Наряду с необратимым характером металлогенической эволюции отмечаются также и элементы цикличности — повторяемость появления сходных рудных формаций в определенные этапы формирования тектонических структур. Хорошо известна приуроченность ряда рудных формаций колчеданных руд, железа, марганца и хромитов к вулканогенным и интрузивным образованиям ранних этапов развития геосинклинальных систем, в связи с чем эти формации многократно проявлены в разновозрастных эвгеосинклинальных системах — от позднего архея — протерозоя (Канада) до кайнозоя (Япония).

Многие месторождения кассiterит-кварцевой формации формируются в поздние, орогенные этапы развития терригенных геосинклиналей и возникают в истории Земли неоднократно — в рифе (Центральная Африка), в палеозое (Рудные Горы, Корнуолл), в юрский период (Забайкалье) и в кайнозойскую эпоху (Боливия).

Свинцово-цинковые месторождения, приуроченные к известково-доломитовым отложениям, образуются в конце рифея (Якутия), в среднем и позднем девоне и раннекаменноугольном периоде (США, Канада), в мезозое — кайнозое (Польша, Северная Африка). Их формирование осуществляется главным образом в эпохи активизации платформ и срединных массивов.

Наряду с процессами формирования происходит и преобразование месторождений. Так, по данным Г. Н. Щербы, некоторые месторождения Атасуйского типа, близкие к колчеданно-полиметаллическим и возникшие первоначально вулканогенно-осадочным способом в фаменское время, впоследствии под воздействием интрузий поздне-палеозойского возраста были превращены в месторождения скарно-

вой формации. То же самое отмечается и для некоторых месторождений Алмалыкского рудного района (Куль-Чулак); на Кавказе в Садонском рудном районе, по данным Г. А. Кобилева и А. И. Тугаринова, происходит переотложение руд палеозойских свинцово-цинковых месторождений, залегающих в гранитах, и образование новых месторождений в юрских осадочных отложениях.

Нередко при анализе связи тектоно-магматических циклов и металлогенических эпох не проводят увязку возраста месторождений с историей развития тектонических структур. Однако, по данным Г. П. Полуаршинова, герцинская складчатая область Европы закон-

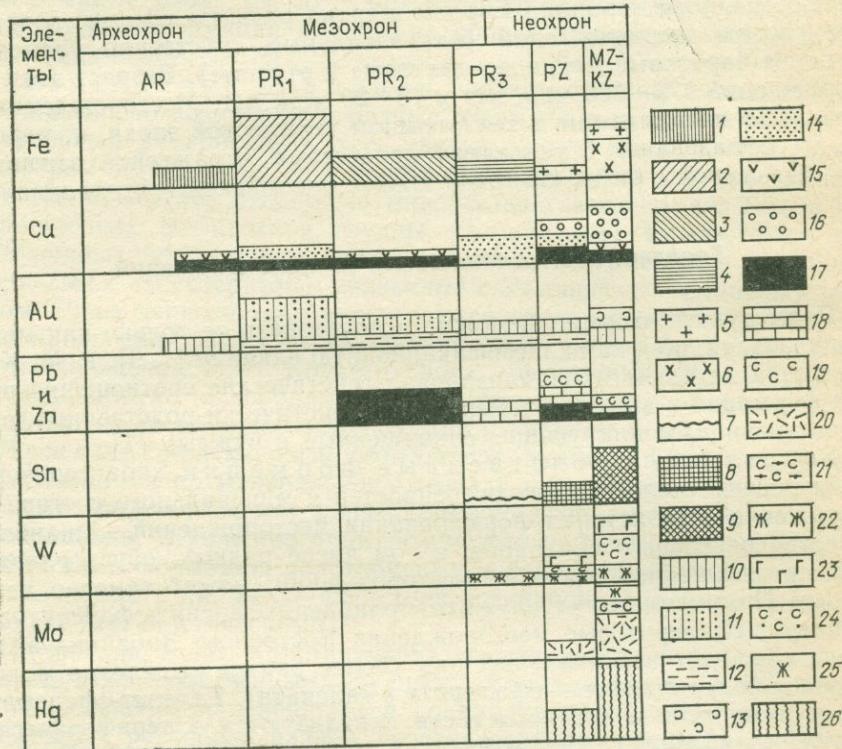


Рис. 20. Распространение рудных формаций в различные этапы развития континентов

Железорудные формации: 1 — зеленокаменная (железистые кварциты); 2 — кремнисто-сланцевая (ктирворожская), туфосланцевая (лептитовая), порfir-лептитовая (Кируна), известняково-кремнистая формация Тимискаминг; 3 — доломито-кремнистая и кремнисто-сланцевая итабиритового и таконитового типа; 4 — терригенно-кремнисто-сланцевая оолитового типа, сидеритовая; 5 — скарновая; 6 — оолитовая. **Оловорудные формации:** 7 — пегматитовая и касситерит-кварцевая; 8 — касситерит-кварцевая; 9 — касситерит-силикатная и касситерит-сульфидная. **Золоторудные формации:** 10 — кварцевая и сульфидно-кварцевая; 11 — золотоносные конгломераты; 12 — золото-сульфидная (золотоносные колчеданные и др.); 13 — золото-хальцедон-кварцевая. **Меднорудные формации:** 14 — медистые песчаники и сланцы; 15 — медно-никелевая; 16 — медно-порфировая. **Формации свинцово-цинковых руд:** 17 — медно-колчеданная и колчеданно-полиметаллическая; 18 — свинцово-цинковая «стратиформная» в карбонатных породах; 19 — скарновая. **Формации молибденовых руд:** 20 — медно-молибденовая; 21 — скарновая молибденовая; 22 — жильная молибден-кварцевая. **Формации вольфрамовых руд:** 23 — вольфрамитовая грейзеновая; 24 — шеелитовая скарновая; 25 — жильная вольфрамит-кварцевая. **Формации ртутных руд:** 26 — сурьмяно-рутная и ртутная

чила свое развитие и перешла в платформенное состояние в поздне-пермскую эпоху.

С позднегеосинклинальным и орогенным периодами развития этой структуры в возрастном отношении связаны скарновые железорудные месторождения, вольфрамовые и оловорудные месторождения с молибденом, колчеданно-полиметаллические и урановорудные месторождения. Эта группа месторождений формировалась в течение 200 млн. лет и ассоциирует с интрузиями пермо-карбонового возраста, а месторождения разных рудных формаций расположены по отношению к интрузивам зонально. По мере удаления от интрузивов температура образования и возраст месторождений уменьшаются. Вместе с тем внутри герцинид Европы широко развиты еще две возрастные группы месторождений (пятиметальные, собственно урановые, флюорит-баритовые, свинцово-цинковые и ртутные). Возраст этих месторождений 170—180 млн. лет и 15—20 млн. лет. Месторождения не связаны с магматизмом и тектогенезом герцинской эпохи, и, вероятно, их образование обусловлено процессами отраженной активизации, связанной с расположенной южнее альпийской геосинклиналью.

Генетические соотношения рудных формаций

Ряды рудных формаций можно использовать не только как метод исследования, но и как классификационную единицу [7, 9]. Р. М. Константинов детально проанализировал генетические соотношения рудных формаций и выделил четыре ряда: генетически родственные, пространственно ассоциирующие, совмещенные и чужды [7].

Генетически родственные формации характеризуются близостью геологических особенностей и минерального состава на протяжении всей истории формирования месторождений. Однако количество некоторых минералов, в том числе рудных, обуславливающих промышленное значение месторождений, может заметно изменяться. Примером могут служить молибденит-галенит-сфалеритовые и галенит-сфалеритовые месторождения Восточного Забайкалья, которые образуют вертикальный ряд (более раннее выделение молибденита и более позднее — сфалерита и галенита). Галенит-сфалеритовые рудные тела и месторождения локализуются в периферических частях молибденит-галенит-сфалеритовых месторождений. Близкий характер интрузивных проявлений, ассоциирующих с рудами, те же рудоконтролирующие структуры, пространственная близость и одинаковый возраст руд и интрузивных пород подтверждают предположение о генетическом родстве этих типов месторождений.

Пространственно ассоциирующие формации выделяются в пределах одних районов и связаны с одним магматическим комплексом, но резко отличаются по минеральному составу. Например, молибденит-кварцевые и золотосульфидно-кварцевые месторождения Восточного-Забайкалья часто локализуются в единых рудных полях, близки по возрасту и возникают в связи с одновременными промежуточными магматическими очагами. Молибденит и золото присутствуют во всех месторождениях, однако в молибдено-

вых — золото, а в золоторудных — молибден представляют лишь чисто минералогический интерес.

Месторождения скарновой свинцовой-цинковой и датолитовой формаций в Дальнегорском районе Сихотэ-Алиня в пространственном и возрастном отношении весьма близки, однако датолитовые руды содержат лишь незначительные концентрации сульфидов свинца и цинка, наложенных на более раннюю датолитовую минеральную ассоциацию, а в рудах свинцово-цинковых месторождений датолит представляет лишь минералогический интерес и является одним из поздних минералов. Все это свидетельствует о том, что, несмотря на существенные различия, месторождения пространственно ассоциирующей рудной формации имеют ряд общих минералогических и геологических особенностей.

Совмещенные формации связаны с одним магматическим источником, но возникают в разные этапы. Они представляют собой части общей рудной серии, т. е. звенья общего вертикального ряда, в котором сменяющие друг друга типы почти полностью лишены сходных по составу стадийных минеральных ассоциаций. Так, в месторождениях Этыкинской группы (Забайкалье) фиксируются два типа рудных образований (кассiterит-топаз-кварцевый и амазонит-кварцевый с кассiterитом), связанные с Этыкинским гранитным массивом. Руды первого типа пересекаются образованиями второго, однако проявления обоих типов, как правило, пространственно разобщены. По мнению Р. М. Константина, совмещенные рудные формации ассоциируют с породами одного магматического комплекса, но различаются по минеральному составу и времени формирования.

Чужды формации объединяют рудные формации, резко отличающиеся по минеральному составу и связанные с весьма различными магматическими формациями, хотя они могут возникать и одновременно. В качестве примеров можно привести золоторудные и оловорудные формации, золоторудные и берилловые, оловорудные и молибденовые и др. Такие формации и ведущие их элементы можно назвать антагонистическими.

По мнению Р. М. Константина, формирование рудных районов с генетически родственными рудными формациями было связано с незначительными изменениями в специализации почти одновременных рудных растворов разных участков единого рудоносного интрузива. Дальнейшее усложнение геологической обстановки обусловило появление группы пространственно ассоциирующих рудных формаций, а неоднократное возобновление деятельности магматизма — появление группы совмещенных рудных формаций. Усложнение геологических условий может в отдельных случаях привести к формированию разобщенных полей массивов и даек гранитондов, с одной стороны, и даек лампрофиров, гибридных пород и взрывных брекчий, с другой, что приводит к возникновению группы чуждых рудных формаций. Исходя из этих положений, Р. М. Константинов выделил четыре типа рудных районов.

Районы первого типа характеризуются проявлением магматизма одного профиля и развитием близких по глубинности фаций магматических пород. В связи с этим господствующую роль играют генети-

чески родственные формации — близкие члены горизонтальных или вертикальных рядов. Могут присутствовать также и совмещенные рудные формации, как производные одного, длительно функционировавшего магматического очага. Районы этого типа могут иметь только сиалический (или только фемический) профиль магматизма, проявленного либо в плутонических, либо в вулканических фациях.

Районы второго типа встречаются менее часто. Здесь при сохранении сиалического и фемического профиля распространены различные по глубинности фации магматических пород. Наряду с генетически родственными формациями возникают пространственно ассоциирующие и совмещенные рудные формации. Такие ряды характерны для Охотско-Чукотского вулканического пояса и Восточного Забайкалья, где редкометальное оруденение совмещено с сульфидно-касситеритовым и полиметаллическим.

В районах третьего типа проявлен разнородный магматизм сиалического и фемического профиля при близких формах глубинности. Наряду с генетически родственными формациями, здесь появляются и чуждые ($\text{Sn}-\text{Au}$, $\text{Be}-\text{Mo}$, $\text{Be}-\text{Au}$ и др.). Наличие пространственно ассоциирующих формаций здесь нехарактерно.

Районы четвертого типа редки. Здесь, наряду с существованием кислых и основных магм, изменяются и фации глубинности, в связи с чем возможно образование самых различных рудных формаций.

Данная классификация рудных районов, основанная на выделении генетических типов рудных формаций, учитывает характер и тип магматических пород с разделением их на кислые и основные, вулканогенные и интрузивные. Однако возникновение магматических пород определяется прежде всего типом тектонических структур, характером их фундамента и историей развития. Кроме того, из анализа рядов рудных формаций выпали многие важные в промышленном отношении рудные формации, весьма отдаленно связанные с магматическими породами (свинцово-цинковые в известково-доломитовых толщах, медистые песчаники и сланцы, сурьмяные, ртутные и многие другие).

Выбор информации для рудноинформационного анализа

Методы сбора геологической информации за последние 10 лет претерпели существенные изменения. В связи с интенсивным внедрением в геологию рудных месторождений и, в частности, в рудноинформационный анализ методов обработки геолого-минералогических данных, заимствованных из различных разделов математики, возникла необходимость в сборе таких систем признаков, которые с достаточной определенностью отражали бы геолого-минералогические особенности рудных месторождений. А. А. Дородницын указывает, что выбор совокупности признаков представляет важную научную проблему, так как необходимо избавиться от «паразитных» признаков, систематически обнаруживающихся в связи с объектом, но не имеющих с

ним причинной связи. Поэтому отбор признаков следует производить с учетом всех данных, свидетельствующих о причинной связи конкретных признаков с распознаваемыми образами данного класса.

По мнению Р. М. Константина, шкала признаков должна отвечать следующим требованиям.

1. Отображения сведений по максимальному количеству месторождений при отсутствии таких признаков или групп признаков, которые характеризуют лишь редкие объекты или получены в результате специальных сложных исследований. Иными словами, шкала должна отвечать среднему уровню изученности месторождений.

2. Надежность и стабильность, т. е. обеспечение сходства результатов повторных исследований; кроме того, результаты обработки одних и тех же геологических и минералого-геохимических данных разными исследователями должны иметь несущественные расхождения.

3. Обоснованность, шкала должна состоять из такой системы признаков, которые при характеристике данной группы месторождений используются большинством исследователей. При этом должны быть учтены и такие признаки, которые были выявлены в последние годы в результате специальных геолого-геохимических методов исследования (содержание редких элементов в рудах, данные о температурах гомогенизации газово-жидких включений и др.), но приобрели широкое распространение.

Р. М. Константинов указывает, что при составлении шкалы геологических признаков сначала необходимо включить все признаки, какие только возможны на месторождениях данного полезного ископаемого. Этих признаков оказывается, как правило, значительно больше, чем в окончательном варианте, поскольку признаки, допускающие различное толкование и не относящиеся к геолого-минералогической характеристике рудной формации, должны быть исключены.

При сборе данных о месторождениях учитываются две категории признаков: геологические и минералого-геохимические. К категории геологических признаков относятся группы региональных геологических признаков, а также описание локальных рудоконтролирующих структур, магматических пород, ассоциированных с оруденением, морфологии и условий залегания рудных тел, вмещающих пород, околоврудных изменений, проявления зональности, наличие оруденения других типов, вертикальный размах оруденения и др.

По мнению Р. М. Константина, для геологических признаков оценка значимости имеет чисто субъективный характер; эти признаки можно отразить лишь ответом на вопросы «есть» признак или его «нет», соответственно проставляя в шкале «1» или «0». Однако за последнее время положение существенно изменилось, и ряд геологических признаков может иметь отнюдь не субъективный, а объективный характер, который может быть отражен количественно.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения типа Миссисипи — Миссури локализуются главным образом в известково-доломитовых толщах и сравнительно четко реагируют на степень доломитизации окружающих пород. В данном случае количественное соотношение кальция и магния в карбонатных породах — важный рудно-формационный параметр.

При выделении и наименовании рудоносных геологических формаций исследователи часто лишь перечисляют составляющие их литологические или петрографические разности пород, не обращая внимание на их количественные соотношения. Одни исследователи называют, например, фиолит-базальтовой формацией комплекс пород, в котором риолиты составляют 5—10 %, а другие — комплекс, в котором риолиты слагают 70—90 % объема. Если же учитывать количественные соотношения пород, составляющих формацию, то мы приобретаем важный количественный показатель геологических признаков рудной формации.

Известно, что колчеданные медно-цинковые месторождения ассоциируют с риолитами натриевой серии ($\text{Na}/\text{K} < 0,6$), а колчеданно-полиметаллические месторождения с преобладанием свинца над медью или приблизительно равными соотношениями этих металлов ассоциируют с риолитами калинатриевой или натрикалиевовой серии ($\text{Na}/\text{K} = 0,6 \div 2,4$). Таким образом, четкую количественную взаимосвязь между отношениями натрия и калия в вулканитах и меди и свинца в колчеданных рудах следует использовать как геологический рудно-формационный параметр.

Аналогичные соотношения отмечаются и для медно-никелевых месторождений. Основные породы, содержащие в гомогенизированном расплаве 8—15 % MgO , ассоциируют с медно-никелевыми рудами, в которых медь преобладает над никелем ($\text{Ni}/\text{Cu} = 1 : 4 \div 1 : 1$); породы габбро-норит-пироксенит-перidotитовой формации ($\text{MgO} 15\text{--}25\%$) ассоциируют с рудами, в которых отношение Ni/Cu колеблется от 1:1 до 4:1; формация пород ультраосновного состава ($\text{MgO} 25\text{--}35\%$) ассоциирует с существенно никелевыми рудами ($\text{Ni}/\text{Cu} > 4$).

Месторождения, ассоциирующие с вулканогенными породами, располагаются на разном расстоянии от вулканических очагов — в прижерловой, промежуточной или удаленной зонах. Каждая из зон слагается определенным комплексом вулканогенных пород. Количественные соотношения этих пород, характерные для каждой зоны, также можно использовать как количественный рудно-формационный параметр.

В серицитизированных, березитизированных и некоторых других типах пород при макроскопическом и микроскопическом изучении достаточно просто определяется процент преобразованного вещества. Таким образом, можно разработать количественные параметры степени изменения некоторых разновидностей гидротермальных околоврудноизмененных пород и использовать их как количественные рудноформационные показатели. С этой целью можно использовать и сравнение химических анализов неизмененных и измененных пород с анализом баланса вынесенных и привнесенных химических соединений.

Минералого-геохимические особенности руд, по мнению Р. М. Константинова, могут использоваться в качестве пропорциональной шкалы, т. е. признаком может быть даже относительная (полуколичественная) оценка значимости, а иногда — прямая количественная оценка в данном месторождении. В последние годы наметились определенные пути дальнейшего совершенствования пропорциональной шкалы.

Р. М. Константинов количественные соотношения минералов в рудах определял на основании визуальной оценки содержаний минералов при геолого-минералогическом описании месторождений, когда все минералы подразделяются на главные, второстепенные, малораспространенные и редкие. Результаты минералогических описаний технологических проб использовались редко. По нашему мнению, эта метода уже не отвечает современным требованиям. Прежде всего, сами главные минералы присутствуют в весьма разных количествах, часто отличаются на порядок и более (например, пирит и галенит в колчеданных рудах). Во-вторых, отнесение тех или иных минералов к главным, второстепенным, малораспространенным и редким субъективно. Одни и те же минералы с равным содержанием могут быть отнесены разными исследователями в разные классы. Кроме того, едва ли целесообразно с одной и той же меркой подходить к рудным минералам-носителям полезного ископаемого и к жильным минералам (например, к кварцу и карбонату). Вероятно, необходимо изменение определения количественной роли минералов в рудах путем их прямых количественных визуальных подсчетов макроскопически или под микроскопом.

Другой возможный метод — количественная оценка содержаний рудных минералов на основании средних содержаний полезных компонентов в рудах. Этот метод во многих случаях даже предпочтительнее, так как определение средних содержаний металлов в месторождениях основано на многих тысячах, а иногда и на десятках тысяч анализов. В полиметаллических рудах за пределами зоны гипергенеза весь свинец связан с галенитом, практически весь цинк — со сфалеритом, а медь на 90—95 % — с халькопиритом. Поэтому сравнительно точное и объективное определение количественных соотношений галенита, сфалерита и халькопирита по средним содержаниям металлов не представляет особых трудностей. Для контроля правильности метода следует сопоставить эти данные с данными изучения минерального состава технологических проб, которые, как правило, сопровождаются рациональными анализами. Последние должны подтвердить сульфидные (или другие) формы соединений полезных компонентов (металлов), а минералогическое изучение шлифов — наличие и количество таких медьсодержащих минералов как борнит, блеклые руды, халькоzin и др.

Аналогичные методы можно использовать и при изучении медно-колчеданных, медно-порфировых, оловорудных, молибденовых и ряда других месторождений.

Для рудноформационной характеристики месторождений можно также использовать особенности минерального состава, обусловленные количественными соотношениями элементов- примесей и минералов-носителей (Cd/Zn — в сфалерите, Ag/Pb — в галените, In/Sn — в кассiterите и др.). Известно, что высокое отношение серебра к золоту в самородном золоте характерно, как правило, для месторождений золото-серебряной формации, в то время как низкое отношение обычно характерно для других формационных типов золоторудных месторождений.

ФОРМАЦИИ НЕКОТОРЫХ ЧЕРНЫХ, ЦВЕТНЫХ, РЕДКИХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Железорудные формации

Характеристика железорудных формаций рассмотрена в работах Я. Н. Белевцева, В. М. Григорьева, И. Г. Магакьяна, Г. С. Момджи, Г. А. Соколова, В. Е. Попова, Ю. Г. Старицкого, Н. М. Страхова, Л. Н. Формозовой и др.

Месторождения железа объединяются в девять эндогенных рудных формаций, которые одновременно представляют собой промышленные типы (табл. 6). Как видно из таблицы, экономическое значение выделенных формаций различно. Некоторые рудные формации в капиталистических и развивающихся странах дают ничтожную долю добычи железа, в то время как в СССР они имеют важное значение. Это касается прежде всего скарново-магнетитовой и скарново-магногранитовой формаций, доля которых в добыче железных руд в СССР составляет соответственно 17 и 3,7 %.

Большинство железорудных формаций (вулканогенно-кремнистая, кремнисто-сланцевая, доломито-кремнистая, титаномагнетитовая, скарново-магнетитовая) приурочено к эвгеосинклиналям, формировавшимся на базальтовой (возможно, океанической) коре, о чем свидетельствует преобладание основных магматических пород в разрезахrudовмещающих толщ. Железорудные формации Сибирской платформы (магногранитовая) также тесно ассоциируют с основными породами, характеризующимися, в отличие от геосинклинальных, повышенной щелочностью. Формация оолитовых руд (по существу, платформенная) не обнаруживает тесной связи с какими-либо магматическими породами.

Иную геотектоническую позицию занимает порфир-лептитовая формация, месторождения которой известны в Швеции, на Кольском полуострове и в Карелии. Обилие здесь кислых вулканитов, обогащенных калием, при практическом отсутствии основных и средних магматических пород позволяет предполагать, что эти породы являются продуктами гранитного слоя, а наличие остатков срединных массивов позволяет высказать гипотезу о возникновении формации в связи с процессами формирования вторичных геосинклиналей, аналогичных хорошо изученным вторичным геосинклиналям фанерозоя.

По времени формирования железорудные формации можно разделить на три группы (см. табл. 6): 1) докембрийские (вулканогенно-кремнистая, кремнисто-сланцевая, порфир-лептитовая); 2) фанерозойские (скарновая магнетитовая и скарновая магногранитовая); 3) «сквозные», характерные как для докембра, так и для фанерозоя (доломито-кремнистая, оолитовая, титаномагнетитовая и сидеритовая).

Минеральные ассоциации железных руд также достаточно разнообразны. По составу главных рудных минералов можно выделить три группы формаций. По данным В. М. Григорьева [3], в месторождениях, залегающих в породах архейского возраста, преобладают магнетитовые кварциты, раннепротерозойского — гематитовые, а

верхнепротерозойского — преимущественно гематитовые. Оолитовая формация характеризуется преобладанием силикатов железа, сидеритовая — карбонатов железа, а титаномагнетитовая — окисных соединений железа и титана (титаномагнетит, ильменит).

Г. А. Соколов и В. М. Григорьев в составе контактово-метасоматической генетической группы (рудной формации) выделяют четыре класса (подформации): известково-скарновый (магнетит, гематит, селит и гроссуляр-андрадит), магнезиально-скарновый (магнетит, форстерит, фассаит и шпинель), скаполит-альбит-магнетитовый и эпидот-актинолит-хлорит-магнетит-гематитовый.

Важная особенность железорудных месторождений — состав элементов-примесей, иногда образующих самостоятельные минералы. Титан, ванадий и хром характерны для месторождений титаномагнетитовой формации; марганец и германий — для доломито-кремнистой, кобальт — для скарново-магнетитовой.

Меднорудные формации

Меднорудные месторождения объединены в три семейства: медно-колчеданное, медно-порфировое и медистых песчаников и сланцев.

Семейство медно-колчеданных месторождений. Систематикой медно-колчеданных формаций занимались многие исследователи: В. И. Смирнов, М. Б. Бородавская, С. И. Иванов, А. И. Кривцов, Г. А. Твалчелидзе, Н. С. Скрипченко, П. Ф. Сопко, Г. Ф. Яковлев и др.

Семейство медно-колчеданных месторождений включает три формации: халькопирит-пиритовую, халькопирит-сфалерит-пиритовую (с двумя подформациями) и галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовую. Первая формация соответствует кипрскому типу колчеданных месторождений, вторая — уральскому и кызылдеринскому, третья — малокавказскому. Каждый из типов характеризуется рядом специфических особенностей, начиная от геотектонической позиции и кончая минеральным составом руд (табл. 7). Как видно из таблицы, медно-колчеданные месторождения большей частью локализуются в эвгеосинклиналях различных типов, лишь халькопирит-пиритовые приурочены к рифтовым зонам.

Халькопирит-пиритовая формация самая молодая, ее наиболее крупные месторождения возникали в мезозое, лишь медно-колчеданные месторождения Мугоджар — в палеозое. Относительно молодой, вероятно, является и галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовая формация, месторождения которой связаны с формированием вторичных геосинклиналей на раздробленных срединных массивах. Значительно более широкий возрастной диапазон характерен для медно-колчеданных месторождений двух других типов.

Месторождения всех медно-колчеданных формаций ассоциируют с дифференцированными вулканогенными формациями раннегеосинклинальной стадии, при этом часть месторождений связана с контрастной базальт-риолитовой формацией, а часть — с последовательной базальт-андезит-дацит-риолитовой. Лишь месторождения халькопирит-пиритовой формации (кипрский тип) связаны с вулканитами

Таблица 6

Рудные формации железорудных месторождений (по

материалам В. М. Григорьева, Г. С. Момджи, Г. А. Соколова)

Рудная формация	Геотектоническая позиция	Возраст, млрд. лет	Ассоциирующие	
			магматические	
Магнетитовая вулканогенно-кремнистая (киватинский тип)	Зачаточные стадии формирования геосинклинальных систем (нуклеарных)	Архей (3,5—2,5)	Преобладают. Базальты, реже андезиты, кератофиры с недостатком щелочей	
Гематит-магнетитовая кремнисто-сланцевая (криворожский тип)	Начальные стадии формирования протогеосинклинальных систем (узкие прогибы или грабены)	Поздний архей—ранний протерозой (2,6—2,0)	Подчинены. Вулканические породы основного и ультраосновного состава	
Гематит-магнетитовая порфир-лептитовая (тип киуны)	Вторичные эвгеосинклинали на срединных массивах	Поздний архей—ранний протерозой (2,5—1,0)	Преобладают. Кварцевые и сиенитовые порфиры и туфы риолитов и дацитов, обогащенные калием	
Браунит-гаусманит-гематитовая доломито-кремнистая (итабаритовая)	Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные (?) прогибы	Протерозой—палеозой (2,3—0,3)	Подчинены. Основные вулканические породы	
Железисто-хлорит-гематит-оолитовая	Синеклизы платформ и внешние части миогеосинклиналей	Поздний протерозой—олигоцен (1,1—0,05)	Отсутствуют	
Титаномагнетитовая	Эвгеосинклинали на базальтовой коре	Поздний протерозой — палеозой (1,2—0,3)	Господствуют. Габбро-анортозитовая, дунит-пироксенит-габбротовая и габбро-диабазовая формации	

формации	Главные минералы	Характерные примеси	Роль в добывche, %		Примеры провинций
			миро-вой	СССР	
осадочные	Магнетит, кварц, гиперстен	Cr, Ti, V, Cu, Ni, Ge, Mo, Pb, Zn	—	—	США и Канада (район оз. Верхнего), михайловская серия КМА, метабазитовая серия УКШ
	Магнетит, гематит, кварц, биотит, кумминтонит, хлорит	—	57	58	Нижние и средние свиты курской серии КМА и криворожской серии УКШ
	Магнетит, гематит, реже силикаты, карбонаты и сульфиды железа	—	—	—	Северная и Центральная Швеция, Кольский п-ов, Карелия
	Гематит, магнетит, браунит, гаусманит, якосит, сидерит, пирит, сфалерит, галенит	Mn, Ge	—	—	Бразилия, Индия, Южная Африка, Центральный Казахстан
	Шамозит, тиорингит, гематит, сидерит, пирит	—	36	12	Южная Африка, Северная Австралия, Сибирская платформа
Отсутствуют	Титаномагнетит, магнетит, ильменит	Ti, V, Cr	3	9	Южная Африка, Канада, Урал, Карелия

Рудная формация	Геотектоническая позиция	Возраст, млрд. лет	Ассоциирующие	
			магматические	
Скарново-магнетитовая	Эвгеосинклинали на базальтовой коре	Поздний палеозой—мезозой (0,26—0,1)		Распространены Гипабиссальные интрузивы диоритов, плагиогранитов и монцонитов и батолиты гранодиорит-гранитной формации. Андезиты, кварцевые кератофиры
Магномагнетитовая (магнезиоферритовая) скарновая	Чехлы платформ	Поздний палеозой (0,26—0,2)		Преобладают. Траппы и долериты повышенной щелочности
Сидеритовая (железо-карбонатная)	Миогеосинклинали и краевые прогибы	Поздний до-кембрий—мезозой (1,0—0,1)		Подчинены. Дайки диабазов

недифференцированной базальтовой формации. Формации осадочных пород играют в разрезах большей частью подчиненную роль и представлены отложениями удаленных вулканогенных областей — кремнистыми, кремнисто-терригенными и яшмовыми образованиями (рис. 21); исключение составляют лишь подформации кызылдеринского типа.

Минеральный состав руд относительно прост и качественно однороден, различия обусловлены разными соотношениями главных рудных минералов. Так, если в месторождениях кипрского типа главными минералами являются пирит и халькопирит, то в рудах месторождений уральского и кызылдеринского типов к ним присоединяется сфалерит, а в месторождениях малокавказского типа — также и галенит. Минеральный состав руд разных типов хорошо отражается в количественных соотношениях средних содержаний меди и свинца, а также меди и цинка:

	Cu/Pb	Cu/Zn
кипрский	~50	5
малокавказский	$\leqslant 10$	2
уральский, кызылдеринский	—	2,5

Для различия рудных формаций важен состав и соотношение ведущих элементов-примесей в рудах. Так, для руд халькопирит-пиритовой формации, тесно ассоциирующей с базальтами, весьма характерен кобальт, для остальных — золото, серебро, кадмий, иногда теллур,

Формации	осадочные	Главные минералы	Характерные примеси	Роль в добыче, %		Примеры провинций
				миро-вой	СССР	
странены Известняки, туфы основных вулканитов		Магнетит, реже гематит, мушкето- вит, гранат, пироксен, скаполит	Со	0,5	17	Урал, Тургай, Зап. Сибирь, Айронг-Спринг (США)
Подчинены. Из- вестняки, мерге- ли, аргиллиты, песчаники		Магномагне- тиз, магнетит, диопсид, гранат	—	3,7	—	Восточная Си- бирь
Господствуют. Известняки, до- ломиты, магнези- ты		Сидероплазит, пистомезит, пи- рит, кальцит, до- ломит	—	1	0,8	Урал

индий, скандий. При этом в рудах месторождений уральского типа отмечается господствующее значение дисперсного золота, связанного с сульфидами, и отчетливая корреляция содержаний золота и меди. В рудах месторождений малокавказского типа дисперсное золото играет резко подчиненную роль, а корреляция между содержаниями золота и меди отсутствует. Кроме того, при повышении содержаний золота в колчеданных рудах уральских месторождений отношение Ag/Au увеличивается, в то время как в рудах месторождений малокавказского типа уменьшается.

Семейство месторождений медистых песчаников и сланцев. Среди стратифицированных месторождений меди, детально изученных в СССР Ю. В. Богдановым, В. С. Домаревым, А. М. Карпунином, Э. И. Кутыревым, А. Л. Лурье, И. Ф. Габлиной, Л. Ф. Наркелюном, В. М. Поповым, В. П. Феоктистовым, а за рубежом — А. С. Brown, Y. Caia, Y. R. Cradwick, B. H. Thole, R. White, можно выделить два формационных типа: 1) медистых песчаников; 2) медистых сланцев.

Месторождения первого типа дают в настоящее время 20—30 % меди, добываемой в мире из стратифицированных месторождений меди, а второго — 70—80 %. По данным Полуэктова, из стратифицированных месторождений в капиталистических и развивающихся странах добывается 18 % меди. Оба типа месторождений имеют много общего: возникают в обстановке, близкой к платформенной, в условиях аридного климата; локализуются среди терригенных и карбо-

Таблица 7

Рудные формации и подформации

Рудные формации и подформации	Геотектоническая позиция	Возраст	Ассоциирующие формации	
			магматические	осадочные
1. Халькопирит-пиритовая в вулканогенных породах (кипрский тип)	Рифтовые зоны на океанической коре (офиолитовые геосинклинали)	Мезозой-палеозой	Господствуют. Недифференцированная базальтовая, контрастная риолит-содержащая базальтовая	Резко подчинены. Яшмовая
2а. Халькопирит-сфалерит-пиритовая в вулканогенных породах (уральский тип)	Первичные геосинклинали на базальтовой коре	Поздний архей-кайнозой	Господствуют. Контрастная (риолит-базальтовая), непрерывная (риолит-дадцит-андезит-базальтовая)	Подчинены. Кремнистая, яшмовая
2б. Халькопирит-сфалерит-пиритовая в осадочных отложениях (кызылдеринский тип)	Терригенные эвгеосинклинали	Поздний протерозой—мезозой	Подчинены. Недифференцированная базальтовая и непрерывная базальт-андезит-риолит-дадцитовая	Господствуют. Аспидная, терригенно-флишиоидная
3. Галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовая в осадочно-вулканогенных породах (малокавказский тип)	Вторичные эвгеосинклинали на древних осадочных массивах	Палеозой—мезозой	Преобладают. Непрерывная базальт-андезит-дадцит-риолитовая и андезит-дадцит-риолитовая	Подчинены. Кремнисто-терригенная

натно-терригенных отложений; обладают близким минеральным составом руд. Вместе с тем им присущи и некоторые отличия (табл. 8).

Медистые сланцы (например, цехштейновые месторождения ГДР и Польши) локализуются в мульдах на цоколе срединных массивов в пачках отложений ранней стадии трангрессивного цикла. Медистые песчаники возникают преимущественно на заключительных стадиях регрессивных циклов. Соответственно рудоносные формации медистых песчаников представлены пестроцветными паралическими формациями, состоящими из чередования песчаников, гравелитов и конгломератов дельтовой фации, а рудные формации медистых сланцев так-

медно-колчеданных месторождений

Главные минералы	Характерные элементы-примеси	Роль в мировой добыче (в %)	Примеры
Пирит, халькопирит, мельникит, марказит, магнетит, пирротин, сфалерит ($\text{Cu}/\text{Pb} = 50$; $\text{Cu}/\text{Zn} = 5$)	Кобальт	5,2	Месторождения Кипра, Эргани-Маден (Турция), Мугоджары (Урал)
Пирит, сфалерит, халькопирит, марказит, пирротин ($\text{Cu}/\text{Pb} = 25$; $\text{Cu}/\text{Zn} = 2,5$)	Золото, серебро, кадмий (большая роль дисперсного Au). С повышением содержания Ag и Au отношение Ag/Au увеличивается, Au коррелируется с Cu	57,6	Маттагами-Лейк, Кидд-Крик (Канада); Тагило-Магнитогорский прогиб Урала
Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит		31,6	Кызылдере (Кавказ), Вавилонское и Карчигинское (Алтай)
Пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, барит ($\text{Cu}/\text{Pb} = 10$; $\text{Cu}/\text{Zn} = 2$)	Золото, серебро, кадмий, теллур, индий, скандий. Малая роль дисперсного золота. Au не коррелируется с Cu. С повышением содержания Au отношение Ag/Au уменьшается	5,6	Маднеульское и Шамлугское (Кавказ), Среднегорская зона (НРБ)

же пестроцветные, но большей частью представлены мелководно-морскими фаунами, чередованием аргиллитов, алевролитов, известняков, доломитов и мергелей.

Различия между медистыми песчаниками и медистыми сланцами касаются также особенностей строения меденосных толщ и формы рудных тел. Если для медистых песчаников характерна локализация руд в мощных, но сравнительно быстро выклинивающихся линзах пестроцветных и сероцветных пород (рудные тела также имеют линзовидную форму и часто обладают многоярусным строением), то для месторождений медистых сланцев характерны значительно менее мощные, но более протяженные пласти рудовмещающих отложений

(соответственно рудные тела имеют более правильную пластообразную или, точнее, пластовую форму).

В качестве типичных примеров месторождений медистых песчаников можно привести Джезказганское (рис. 22) и Удоканское месторождения (СССР), Уайт-Пайн (США). Характерные представители месторождений медистых сланцев — месторождения Мансфельдской и Зангерхаузенской мульд (ГДР) и Предсудетской моноклинали, а также Гродзецкой и Златорийской мульд (ПНР).

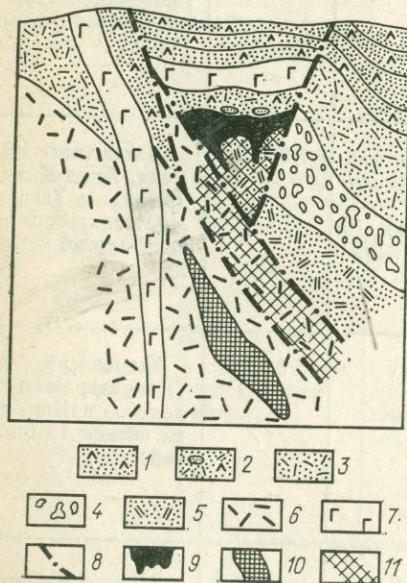


Рис. 21. Схематизированный разрез месторождения уральского типа:

1 — туфы базальтовых порфиритов; 2 — перемытые вулканические туфы смешанного состава с прослойями кремней; 3 — туфы риолитов; 4 — вулканические брекчины дацитов; 5 — спекшиеся туфы дацитов; 6 — риолиты; 7 — диабазы; 8 — разломы; 9 — массивные медно-цинковые руды (пирит, марказит, халькопирит, борнит, сфалерит, блеклая руда); 10 — массивные медные руды (пирит, халькопирит); 11 — прожилково-вкрашенные медные и медно-цинковые руды

В некоторых рудных провинциях, в частности в знаменитых рудных районах Замбии и Заира, известны месторождения, которые обладают общими чертами как медистых песчаников, так и медистых сланцев и поэтому не могут быть характерными представителями ни одного из этих типов.

Семейство медно-порфировых руд. По данным А. И. Кривцова, И. Г. Павловой, В. Т. Покалова, В. С. Попова, Г. А. Твалчрелидзе и других геологов, в семействе медно-порфировых месторождений можно выделить три основные рудные формации: халькопиритовую, молибденит-халькопиритовую и халькопирит-молибденитовую. Все формации различаются не только количественными соотношениями в рудах халькопирита и молибденита, но и геотектонической позицией, составом и фациальными особенностями ассоциирующих магматических пород, характером окорудных изменений, составом элементов-примесей в рудах и другими признаками (табл. 9).

Халькопиритовая рудная формация, месторождения которой в настоящее время дают 14—15 % добычи меди капиталистических стран, локализуется в первичных эвгесинклиналях, развивающихся

Таблица 8

Месторождения медистых песчаников и медистых сланцев
 (по Ю. В. Богданову, Л. Ф. Наркелюну и др.)

Характерные особенности месторождений	Медистые песчаники	Медистые сланцы
Геотектоническая позиция	Наложенные мульды во внешних поясах складчатых областей и чехлах платформ, краевые прогибы	Мульды на срединных массивах
Место в истории развития седиментационных циклов	Заключительные стадии регressiveных циклов	Ранние стадии трансгрессивных циклов
Вмещающие формации	Пестроцветные параллельные (песчаники, гравелиты, конгломераты)	Пестроцветные мелководно-морские, реже параллельные (алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты, мергели)
Палеогеографические условия накопления	Лагунно-дельтовые акватории	Лагуны и заливы мелководного моря
Особенности строения меденосных толщ	Мощные линзовидные тела	Сравнительно маломощные, но протяженные тела
Форма рудных тел	Линзообразные рудные тела, часто многоярусного строения	Пластообразные рудные залежи
Роль в добыче меди капиталистических и развивающихся стран, %	70—80	20—30
Примеры месторождений	Джезказган и Удокан (СССР), Уайт-Пайн (США)	Месторождения в ГДР и ПНР (цихштейн)

на океанической коре или, по А. И. Кривцову, во внешних барьерных зонах островных дуг. Магматические породы, ассоциирующие с рудами, представлены главным образом вулканитами андезит-базальтовой и риолит-базальтовой формациями, а также штоками и дайками диоритовых порфиритов и существенно натровых плагиогранит-порфиров.

Процессы окорудных изменений представлены пропилитизацией; главные рудные минералы — пирит и халькопирит. Молибденит в рудах практически отсутствует. Характерные элементы-примеси — Au, Pt, Pd, Co. Большая часть месторождений локализуется на островах Тихого океана (Новая Гвинея, Филиппины и др.).

Рудные формации семейства медно-порфировых месторождений (по материалам

Рудная формация	Геотектоническая позиция	Возраст	Ассоциирующие формации	
			магматические	осадочные
Халькопиритовая	Первичные эвгеосинклинали на океанической коре (внешние барьерные зоны островных дуг)	Мезозой, кайнозой, реже палеозой	Преобладают андезит-базальтовая и риолит-базальтовая. Штоки и дайки диоритовых порфиритов (натровых), плагиогранит-порфиры	Не характерны
Молибденит-халькопиритовая	Вторичные эвгеосинклинали на коре промежуточного типа (вулканогенно-интрузивные пояса в краевых частях срединных массивов и блоков ранней консолидации)	Мезозой, палеозой	Преобладают штоки и дайки гранодиорит-порфиритов и монцонит-порфиритов. Реже диоритовые порфириты, дакитовые и риолитовые порфиры	Не характерны
Халькопирит-молибденитовая	Зоны отраженной активизации, сформированные на платформах, срединных массивах и массивах ранней консолидации	Мезозой, кайнозой	Преобладают штоки и дайки гранит-порфиритов, реже гранодиорит-порфиритов	Не характерны

Месторождения молибденит-халькопиритовой формации, в отличие от предыдущих, локализуются во вторичных эвгеосинклиналях на коре промежуточного типа (по другой терминологии, в вулканогенно-интрузивных поясах краевых частей срединных массивов или блоков ранней консолидации). Месторождения этой формации в настоящее время дают 78 % добычи меди капиталистических и развивающихся стран.

Магматические породы, ассоциирующие с молибденит-халькопиритовыми месторождениями, представлены штоками и дайками гра-

Таблица 9

А. И. Кривцова, И. Г. Павловой, В. Т. Покалова, В. С. Попова и др.)

Главные минералы	Важнейшие околоврудные изменения	Ведущие примеси	Роль в добыче меди в капиталистических и развивающихся странах, %	Примеры месторождений
Пирит, халькопирит ($\text{Cu}/\text{Mo} > 250$)	Пропилитизация	Золото (встречается систематически), платина, палладий, кобальт	14,5	Пангуна, Октеди, РиоВиви
Пирит, халькопирит, молибденит, иногда блеклые руды ($\text{Cu}/\text{Mo} \geq 50$)	Окварцевание (вторичные кварциты), аргиллизация, гумбентизация	Золото (в отдельных месторождениях), рений, селен, теллур, серебро	78	Чуквикамата, Борлы, Токвелала
Пирит, молибденит, халькопирит ($\text{Cu}/\text{Mo} = 0,5 \div 10$)	Калишпатизация, серицитизация	Висмут, вольфрам	6	Клаймакс, Гендерсон, Жирекен, Бугдая, Каджаран

нодиорит-порфиров и монцонит-порфиров, реже диоритовых порфиров, дацитовых и риолитовых порфиров. Среди околоврудноизмененных пород господствующую роль играют вторичные кварциты, аргиллизиты и гумбенты. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит и молибденит, нередко блеклые руды. Халькопирит резко преобладает над молибденитом, количественные соотношения средних содержаний этих металлов составляют около 50. Характерные элементы-примеси — Au, Re, Se, Te, Ag. Золото присутствует в рудах спорадически.

Месторождения молибденит-халькопиритовой рудной формации широко распространены вдоль Тихоокеанского побережья Северной и Южной Америки (Чуквикомата, Токвепала, Рей и др.) и в пределах Урало-Монгольского складчатого пояса (Алмалык, Коунрад, Актогай, Коксай, Эрденет и др.).

Месторождения халькопирит-молибденитовой формации локализуются в пределах зон отраженной активизации на платформах, сре-

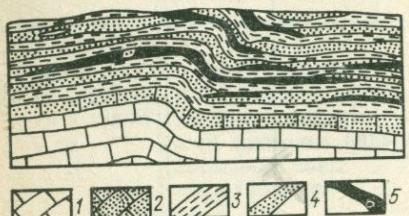


Рис. 22. Схематизированный разрез месторождения джезказганского типа:

1 — известняки; 2 — мергели, песчаники; 3 — красноцветные песчаники и алевролиты; 4 — рудоносные сероцветные песчаники, алевролиты и конгломераты; 5 — свинецсодержащие медистые песчаники

динах массивах и реже в блоках ранней консолидации. Они дают в настоящее время всего около 6 % добычи меди капиталистических и развивающихся стран, но имеют большое значение как молибденовые объекты.

Вмещающие магматические породы представлены главным образом штоками и дайками гранит-порфиров, реже гранодиорит-порфиров, а оклорудноизмененные породы — калишпатовыми и серицитовыми метасоматитами. Руды сложены преимущественно пиритом, халькопиритом и молибденитом, причем в отличие от месторождений молибденит-халькопиритовой формации количественные соотношения средних содержаний меди и молибдена изменяются от 10 до 0,5. При этом происходит смена и элементов-примесей: золото практически отсутствует, содержание рения, селена и теллура падает, а висмут и вольфрам присутствуют в повышенных количествах.

Месторождения халькопирит-молибденовой формации встречаются значительно реже месторождений молибденит-халькопиритовой формации. Наиболее крупные месторождения расположены в западной части США (Клайманс, Гендерсон), а в СССР — в Забайкалье (Жирекен и Бугдая) и на Малом Кавказе (Каджаран).

Свинцово-цинковые формации

Изучением формаций свинцово-цинковых месторождений в последние годы занимались многие исследователи: В. И. Смирнов, Д. И. Горжевский, Е. С. Зорин, П. Ф. Иванкин, А. К. Каюпов, В. В. Попов, Г. В. Ручкин, Н. С. Скрипченко, Е. И. Филатов, Г. Н. Щерба, Г. Ф. Яковлев и др.

По качественному минеральному составу руд все шесть наиболее важных формаций свинцово-цинковых месторождений весьма близки (табл. 10 см. вкладку). Главные минералы — сфалерит, галенит, пирит, халькопирит и кварц, иногда пирротин, барит и карбонаты. По количественным соотношениям минералов руды различных рудных

формаций существенно различаются. Другое важное отличие заключается в геологической обстановке формирования руд, что обусловливает различные геотектонические условия, разный состав вмещающих пород, определенные взаимоотношения с теми или иными типами ассоциирующих магматических пород, различные формы рудных тел, текстуры руд и другие особенности месторождений.

Галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовая рудная формация, известная в литературе под названием колчеданно-полиметаллической, приурочена к вулканогенно-осадочным породам. В капиталистических и развивающихся странах из руд этой формации добывается приблизительно 10 % свинца и цинка, однако в СССР роль месторождений этой формации в добыче свинцово-цинковых руд выше. В качестве представителей этой формации можно назвать месторождения провинции Нью-Брансуик в Канаде (Батерст-Ньюкасл и др.), месторождение Серро-да-Паско в Перу, Рио-Тинто и Азнолькольяр в Испании, месторождения типа куроко в Японии, Горни Место и Горни Бенешов в Чехословакии, а в СССР — ряд месторождений Рудного Алтая, Забайкалья, Узбекистана, Тувы, Салаира и Малого Кавказа.

Структуры, локализующие колчеданно-полиметаллические месторождения этого типа, приурочены к вторичным эвгейосинклиналям, наложенным на срединные массивы с мощной гранитной корой.

Месторождения имеют палеозойский, мезозойский и даже неогеновый возраст, однако наиболее крупные запасы руд связаны с палеозойскими месторождениями. Месторождения этой формации локализуются в вулканогенно-осадочных отложениях, вулканогенная составляющая которых представлена большей частью контрастной базальт-риолитовой формацией, реже последовательной базальт-андезит-риолитовой с преобладанием риолитов (рис. 23). Осадочная составляющая представлена породами кремнисто-терригенной группы формаций.

Формирование месторождений происходило в ранние этапы тектоно-магматического цикла при блоково-складчатых дислокациях в связи с движениями по глубинным разломам, раскалывающим древние срединные массивы или массивы ранней консолидации. По генезису руды разделяются на гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические и регенерированные. Последний тип руд возникает при воздействии более молодых интрузий. Для локализации месторождений важное значение имеют вулканические и вулкано-текtonические складчато-блочные структуры в сочетании с разломами (рис. 24). Рудные тела чаще всего представлены пластообразными и линзообразными залежами согласными со слоистостью; реже руды локализуются в секущих складчатость зонах рассланцевания и брекчирования.

На месторождениях гидротермально-осадочного генезиса околоврудные изменения развиты сравнительно слабо и лишь в лежачем боку рудных тел, на объектах гидротермально-метасоматического происхождения — широко и интенсивно и представлены продуктами железомагнезиально-кальциевого метасоматоза (карбонат-хлоритовые породы) и кислотного выщелачивания (серцит-кварцевые метасоматиты).

Руды содержат переменное количество четырех ведущих рудных минералов — пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. Пирит всегда играет важную роль в составе руд и нередко в количественном отношении преобладает над суммарным содержанием сфалерита и галенита. Содержание сфалерита обычно значительно выше, чем галенита и халькопирита, а количественные соотношения галенита и халькопирита переменные. Закономерности количественных соотно-

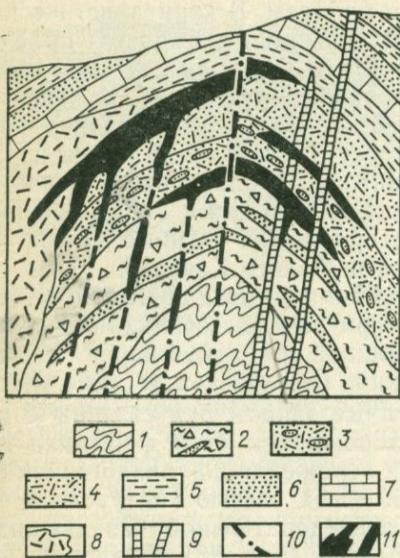


Рис. 23. Схематизированный разрез месторождения алтайского типа:
 1 — метаморфические сланцы; 2 — лавы, туфолавы, лавобрекчии с прослойками осадочных пород; 3 — туфы кислого состава с линзами осадочных пород; 4 — туфы кислого состава; 5 — аргиллиты; 6 — алевролиты, песчаники; 7 — известняки; 8 — субвуликанические риолитовые порфиры; 9 — дорудные и послерудные дайки различного состава; 10 — разломы; 11 — колчеданно-полиметаллические руды

шений металлов в рудах этих месторождений, а также определенные различия в геологической обстановке позволяют выделить в формации несколько подформаций.

Ценность колчеданно-полиметаллических руд увеличивают многочисленные попутные компоненты: кадмий, серебро, золото, селен, теллур и др. Среди текстур руд преобладают массивные и полосчатые, встречаются также брекчевая, пятнистая и прожилково-вкрапленная.

Халькопирит-галенит-пирротин-пиритовая (или колчеданно-полиметаллическая) рудная формация, локализованная в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях, по минеральному составу, количественным соотношениям минералов и текстурам руд весьма сходна с предыдущей. Однако здесь в составе главных минералов присутствуют пирротин и сидерит, которые для руд предыдущей формации нехарактерны. Резкие отличия наблюдаются в геологической обстановке формирования месторождения. Из месторождений данного типа добывается 14 % общего количества свинца и цинка в капиталистических и развивающихся странах.

По геотектонической позиции и составу вмещающих пород рассматриваемая рудная формация может быть разделена на три подформации. Месторождения первой подформации локализуются в

трогах терригенных геосинклиналей. Среди рудовмещающих отложений господствуют углистые, карбонатно-глинистые и песчано-глинистые разности. Типичные месторождения — Филизчай, Катех (СССР), Ральмельсберг, Мегген (ФРГ), Карлота (Куба) и другие (рис. 25).

Месторождения второй подформации локализуются в авлакогенах, приуроченных к перикратонным прогибам древних платформ (Маунт-Айза, Мак-Артур и Хилтон в Австралии, Салливан и Нос-Стар в Канаде).

Рудовмещающие породы отличаются большей карбонатностью и представлены углисто-битуминозно-доломито-глинистой формацией.

Месторождения третьей подформации, к которой можно отнести некоторые месторождения Центрального Казахстана (Бестобе, Жайрем, Ушкатын и др.) (рис. 26), локализуются во впадинах, выполненных кремнисто-глинисто-известковыми отложениями и заложенных на складчатом основании.

Околорудные изменения вмещающих пород (хлоритизация и серicitизация, а в карбонатных породах — сидеритизация и анкеритизация) проявлены слабо и, как правило, не выходят далеко за пределы рудных тел.

Среди попутных компонентов главное значение имеют кадмий, иногда медь и барит.

Галенит-сфалеритовая или сфалерит-галенитовая формация свинцово-цинковых месторождений соответствует промышленному типу «стратиформные свинцово-цинковые прожилково-вкрашенные руды в известняково-доломитовых отложениях» и дает около 30 % добычи капиталистических и развивающихся стран. Месторождения этой рудной формации резко отличаются от предыдущих. По геотектонической позиции они связаны с областями тектоно-магматической активизации и размещаются либо в активизированном чехле древних платформ, либо в пределах регенерированных и активизированных срединных массивов и молодых платформ.

Месторождения формировались от позднего рифея до неогена, однако наибольшие скопления руд характерны для палеозойской эры и триасового периода. Месторождения не обнаруживают связи с магматическими породами и, вероятно, имеют осадочное или гидротермально-осадочное происхождение, но возникли как промышленно важные объекты в процессе последующего переотложения под влиянием гидротерм, сопровождающих процессы тектоно-магматической активизации [17]. Вмещающими породами служат образования известково-доломитовой и глинисто-известково-доломитовой формации (рис. 27).

Главные минералы — сфалерит и галенит, причем их количественные соотношения изменяются в чрезвычайно широких пределах, практически от мономинеральных свинцовых руд до мономинеральных цинковых. Подчиненную роль играют пирит и барит, последний иногда представляет промышленный интерес. Элементами-примесями руды бедны, некоторое значение имеет серебро и иногда германий и таллий.

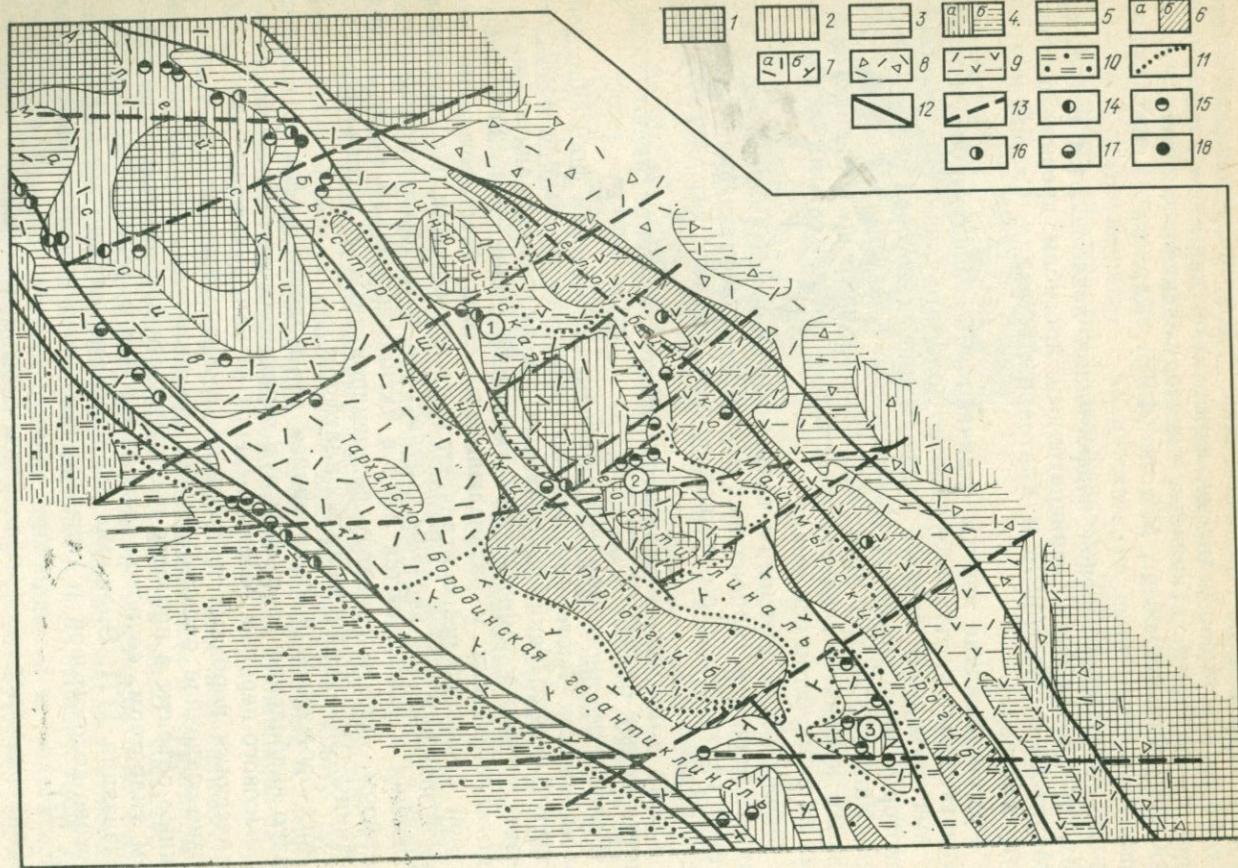


Рис. 24. Схема размещения полиметаллических месторождений Юго-Западного Алтая конседиментационных и геологических формаций среднедевонского-франского возраста (по Д. И. Горжевскому, В. В. Карапулову и др.):

1—3 — остаточные поднятия (1 — участки, испытавшие слабое погружение, чередовавшееся с воздыманием; 2 — участки замедленного погружения до 1500 м; 3 — участки умеренного погружения, 1500—3000 м); 4 — участки замедленного (а) и умеренного (б) прогибания, расположавшиеся на месте силурийских-раннедевонских прогибов; 5 — участки резко знакопеременных движений, испытавшие в целом умеренное (до 3000 м) прогибание; 6 — геосинклинальные прогибы (а — краевые зоны, испытавшие прогибание в 3000—5000 м, б — осевые зоны, испытавшие прогибание более 5000 м); 7—9 — базальт-риолитовая формация (7 — контрастная базальт-риолитовая подформация остаточных поднятий; а — ассоциации олоджерловой и промежуточной зон, б — ассоциации удаленной зоны; 8 — липаритовая (железоносная) подформация; 9 — известковисто-терригенная базальт-андезит-дацит-риолитовая подформация геосинклинальных прогибов); 10 — известковисто-терригенная формация; 11 — граничи формаций и подформаций; 12 — крупнейшие продольные разломы; 13 — поперечные разломы; 14—18 — месторождения колчеданно-полиметаллической формации (14 — барит-полиметаллические; 15 — собственно полиметаллические; 16 — переходные; 17 — колчеданно-полиметаллические, 18 — медно-колчеданные). Цифрами обозначены: 1 — Снегиринхинский поперечный прогиб, 2 — Лениногорский поперечный прогиб, 3 — Ревнушинское поднятие

Среди текстур руд преобладают прожилково-вкрапленные. Околоврудные изменения (окварцевание и эпигенетическая доломитизация) развиты слабо.

Рудные тела и месторождения наиболее охотно локализуются в благоприятных пластах карбонатных (часто доломитовых) пород, в

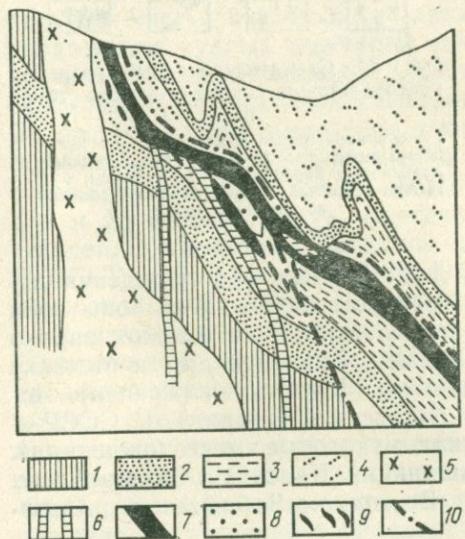


Рис. 25. Схематизированный разрез месторождения филичайского типа:

1 — аргиллиты подрудной толщи; 2—4 — породы рудовмещающей и надрудной толщ (2 — песчаники, 3 — монотонные аргиллиты, 4 — аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников); 5 — габбро-диориты; 6 — дайки базальтовых и андезитовых порфиритов; 7 — колчеданно-полиметаллические руды (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит); 8 — медно-пирротиновые руды; 9 — кварц-сульфидные прожилки; 10 — разломы

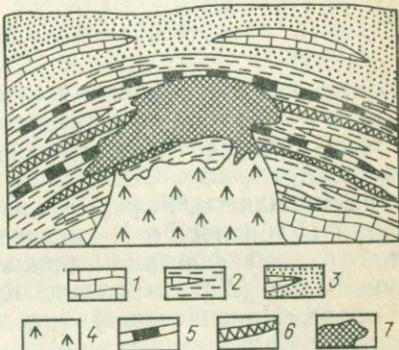


Рис. 26. Схематизированный разрез месторождения атасуйского типа:

1 — известняки (подрудная толща); 2 — известники, углистые, кремнистые и глинистые сланцы (рудовмещающая толща); 3 — песчаники, конгломераты, алевролиты, известники (надрудная толща); 4 — интрузивные породы щелочного и кислого состава; 5 — железо-марганцевые руды (гематит, магнетит, минералы марганца); 6 — бедные цинковые руды (пирит, марказит, сфалерит); 7 — барит-свинцово-цинковые руды

участках сопряжения с разломами. Главная масса руд образуется не в процессе метасоматоза, а вследствие отложения рудных минералов в свободных полостях.

Четвертая рудная формация свинцово-цинковых месторождений — галенит-сфалеритовая в карбонатных породах, часто в связи со скарнами. В настоящее время по добыче свинца и цинка она является второстепенной, так как в капиталистических и развивающихся странах из месторождений этой формации добывается около 4 % всего

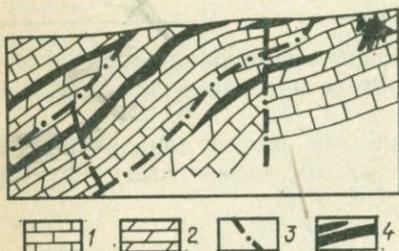


Рис. 27. Схематизированный разрез месторождения каратауского типа:

1 — известняки; 2 — доломитизированные известняки (эпигенетические доломиты);
3 — разломы, 4 — свинцово-цинковые руды

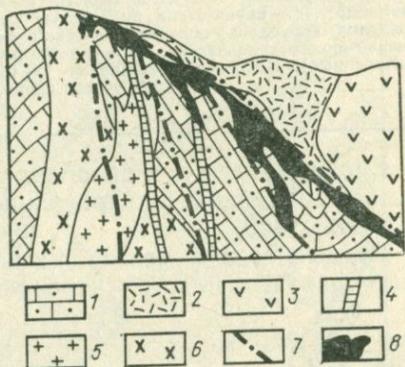


Рис. 28. Схематизированный разрез месторождения сихотэ-алинского типа:

1 — скарнированные известняки; 2 — кварцевые порфиры; 3 — андезиты; 5 — дайки диабазовых порфиритов; 6 — граниты; 7 — габбро-диориты; 8 — свинцово-цинковые руды

объема добычи свинцово-цинковых руд. Иногда месторождения достигают значительных размеров и содержат первые миллионы тонн свинца и цинка. Месторождения данного типа сравнительно широко распространены в США (Тинтик, Гилмен, Бингем и др.) и Мексике (Сан-Франциско, Реформа); встречаются в Югославии (Трепча), Испании (Рубиолес) и Чехословакии (Баньска-Штявница). В СССР к этой рудной формации принадлежат некоторые месторождения в Тянь-Шане (Алтын-Топкан, Кургашинкан, Кансай), Сихотэ-Алине (Тетюхе, Николаевское) (рис. 28), Восточном Забайкалье и Центральном Казахстане.

Месторождения начали формироваться в основном в палеозойскую эру обычно в геантклиналях и вулканогенных поясах, унаследованных от существовавших ранее геантклинальных поднятий. В связи с этим рудоносные территории обычно имеют двухъярусное строение: в нижнем структурном ярусе господствуют терригенная и карбонатно-рифтогенная формации, в верхнем — риолитовая либо молассовая. Геологическая обстановка, благоприятная для формирования месторождений этой рудной формации, характеризуется, с одной стороны, наличием карбонатных пород (главным образом, известняков), а с другой — развитием интрузий габбро-диоритового и гранитоидно-

го состава (дифференциатов базальтовой магмы) и жильных пород. Месторождения залегают либо вблизи тел интрузивов, и в этом случае тесно ассоциируют со скарнами, либо на значительном удалении от них. В последнем случае руды залегают среди гидротермальноизмененных карбонатных пород, не содержащих скарновых минералов.

Формирование месторождений осуществлялось в средние и поздние этапы тектоно-магматического цикла. Главными рудоконтролирующими структурами служили участки сопряжения и пересечения разломов близ контактов известняков с интрузивными породами. Околорудноизмененные породы часто представлены гранатовыми (гроссуляр-андрадитовыми) и пироксеновыми (диопсид-геденбергитовыми) скарнами. Рудные минералы корродируют и секут минералы скарнов. При отсутствии скарнов руды ассоциируют с березитами (кварцанкеритовыми метасоматитами) в карбонатных породах.

Главные минералы — сфалерит и галенит; пирит присутствует постоянно, но в разных количествах и чаще является второстепенным минералом; иногда в значительных количествах встречаются арсенопирит, марказит, сульфоантимониты свинца (буланжерит, джемсонит, геокронит), редко пирротин и халькопирит. Соотношение свинца, цинка и меди в рудах примерно 1 : 1 : 0,1. Текстуры руд часто массивные, иногда вкрапленные.

Галенит-сфалеритовая формация жильного типа (пятая) распространена очень широко и, как правило, сопровождает месторождения предыдущих рудных формаций, поэтому ее геотектоническая позиция чрезвычайно разнообразна. Месторождения размещаются как в складчатых системах, так и в активизированных срединных массивах. Из месторождений этого типа в капиталистических и развивающихся странах добывается 7 % свинца и цинка. Наиболее значительные месторождения — Керн-д'Ален (США), Фреснильо (Мексика), Санта-дер и Хуанзала (Перу), многочисленные месторождения Болгарии (Мадан, Говедарник, Звездечи и др.) и Румынии (Бая-Маре). В СССР месторождения этой формации известны на Кавказе (Садонское, Зgidское) (рис. 29) и в других регионах.

Характерная особенность руд — локализация в хрупких породах (гранитоидах, песчаниках, риолитах и др.), неблагоприятных для процессов метасоматоза. В связи с этим в формировании рудных тел, обычно представляющих собой кварцевые, карбонатно-кварцевые, барит-кварцевые и флюорит-кварцевые жилы с сульфидами, главную роль играют процессы выполнения свободных полостей. Рудные тела формируют отдельные жилы, жильные зоны и штокверки; возраст их различен; оруденение распределено неравномерно, часто в виде рудных столбов.

Главные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит, часто халькопирит, пирротин и арсенопирит. Соотношения свинца, цинка и меди в среднем 1 : 2 : 0,2. Ведущие элементы-примеси — серебро и кадмий. Среди текстур руд преобладают брекчевидные, реже встречаются вкрапленные и массивные.

Околорудные изменения обычно проявлены в зальбандах рудных тел, выражены не интенсивно и представлены окварцеванием, серicitизацией, хлоритизацией, реже каолинизацией.

Шестая формация галенит-сфалеритовых и галенит-халькопирит-сфалеритовых метаморфизованных месторождений весьма своеобразна. Месторождения залегают главным образом в метаморфических толщах докембрия, руды после своего возникновения были метаморфизованы вместе с вмещающими породами. Месторождения, руды которых возникли в докембрийское время, но не испытали процессов интенсивного регионального метаморфизма, а также более молодые месторождения, локализованные в докембрийских структурах, испытавших омоложение, с нашей точки зрения, не следует включать в эту формацию.

Процессы интенсивного пострудного регионального метаморфизма приводят к изменению минерального состава и текстур руд, формы рудных тел, состава вмещающих пород и нередко сопровождаются зонами переотложенной минерализации. Все это как бы объединяет месторождения, относящиеся первоначально к разным рудным формациям, и вызывает целесообразность отнесения месторождений подобного типа к единой метаморфизованной рудной формации.

В настоящее время месторождения этой формации дают 34 % добычи капиталистических и развивающихся стран и представлены нередко очень крупными объектами.

Рис. 29. Схематизированный разрез месторождения садонского типа:

1 — терригенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 2 — эфузивные породы различного состава; 3 — интрузивные породы; 4 — дайки различного состава; 5 — разломы; 6 — свинцово-цинковые руды

Месторождения локализуются на древних щитах и кристаллических массивах в пределах протерозойских вулканических поясов, сложенных метаморфизованными первичноосадочными и вулканическими породами. В связи с тем, что метаморфизму могут подвергаться месторождения различных рудных формаций с характерными для них минеральными ассоциациями руд и вмещающих пород, Г. В. Ручкин выделяет три группы месторождений.

Первая группа объединяет существенно медно-цинково-колчеданые месторождения вулканических поясов протогеосинклинальных систем. Месторождения залегают в раннедокембрийских комплексах вблизи вулканических центров и характеризуются высокими содержаниями цинка (до 10 %) и меди (до 4 %) и низкими содержаниями свинца. Ассоциирующие вулканогенные породы относятся к непрерывной базальт-андезит-дакит-риолитовой и недифференцированной базальтовой формациям и являются, судя по содержанию щелочей, производными толеитовых магм. Составной частью рудовмещающих разрезов служат вулканогенно-осадочные и осадочные породы, представленные чередованием туфов основного и кислого состава, углистыми сланцами, кремнистыми и кремнисто-карbonатными породами.

Характерные месторождения — Кидд-Крик, Меттагами и Флин-Флон (Канада), Юнайтед-Верде (США), Булиден и Лангсель (Швеция), Виханти (Финляндия).

Ко второй группе относятся колчеданно-полиметаллические месторождения вторичных эвгеосинклиналей, сложенных лептитовым комплексом раннепротерозойского возраста. Это существенно свинцово-цинковые месторождения со средними соотношениями свинца и цинка в рудах 1:2 и высокими содержаниями серебра. В строениирудовмещающихтолщведущая роль принадлежит вулканитам кислого состава (пирокластическим породам), а также глиноземистым сланцам, аркозовым песчаникам и железистым кварцитам. Вулканические породы представляют собой продукты расплавления сиалической коры, а осадочные — продукты разрушения выступов сиалического фундамента. В качестве примеров месторождений этой группы Г. В. Ручкин приводит месторождения Центральной Швеции (Фалун, Омеберг, Саксбергет и др.) и Южной Австралии (Брокен-Хилл, Роквелл и др.).

К третьей группе относятся месторождения терригенных эвгеосинклиналей, обрамляющих древние платформы или глыбы дорифейской консолидации и выполненные позднерифейскими вулканогенно-осадочными толщами. Особенность этих структур — весьма неравномерное количество вулканогенных пород (10—60%). Вулканиты относятся к недифференцированной базальтовой, контрастной риолит-базальтовой и последовательной базальт-андезит-дацит-риолитовой формациям. Осадочные породы представлены углисто-карбонатно-терригенной группой формаций. Руды свинцово-цинковые (месторождения Холодниковое и Линейное в СССР, рис. 30), или медно-цинковые (месторождения Приска в ЮАР и Нукра, Джебел-Саид и Гехаб в Саудовской Аравии).

Минеральные типы месторождений разнообразны, преобладают галенит-сфалеритовые и галенит-халькопирит-сфалеритовые ассоциации. Сульфиды железа (пирит и пирротин) обычно преобладают над суммарным содержанием галенита, халькопирита и сфалерита, реже играют подчиненную роль. Среди текстур преобладают плойчатые, полосчатые и массивные. Вмещающие породы претерпели метаморфизмы низкой и средней ступени. Среди пород гранулитовой и эклогитовой фазий метаморфизма месторождения встречаются чрезвычайно редко, что, по данным Д. И. Горжевского и В. Н. Козленко, свиде-

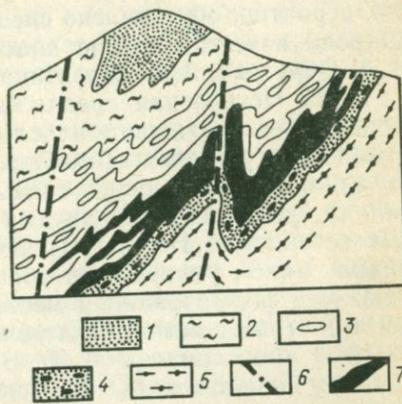


Рис. 30. Схематизированный разрез месторождения холодниковского типа:
1 — кварциты; 2 — гранат-графит-слюдистые сланцы; 3 — графит-кварц-слюдисто-карбонатные сланцы; 4 — графитистые кварциты; 5 — гранат-мусковитовые сланцы; 6 — разломы; 7 — колчеданные свинцово-цинковые руды

тельствует о возможности полного выноса сульфидов в условиях глубокого метаморфизма.

Околорудные серицитизация, окварцевание, карбонатизация, альбитизация и хлоритизация часто затушеваны более поздними процессами регионального метаморфизма.

Золоторудные формации

Выделение золоторудных формаций вызывает особые трудности, что, вероятно, обусловлено спецификой золоторудных месторождений. Широко известны общие классификации В. Линдгрена, П. Ниггли, В. А. Обручева, А. Г. Бетехтина и Е. Е. Захарова.

Н. В. Петровская предложила при выделении формаций золоторудных месторождений использовать проявленность одностадийных комплексов устойчивых минеральных парагенезисов, мало зависящих от влияния вмещающей среды. По количественным соотношениям ранних существенно кварцевых выделений и более поздних сульфидных ассоциаций Н. В. Петровская выделяет три золоторудные формации: мало-, умеренно- и убогосульфидные, возникновение которых связано с формированием месторождений в условиях разной глубинности и термодинамических условий.

Н. А. Фогельман и М. Б. Бородаевская осуществили интересную попытку использовать в основе классификации золоторудных провинций типы геотектонических структур земной коры, а выделение самих формаций осуществили на принципе минерального состава руд. Близка к этой классификации группировка месторождений, предложенная И. С. Рожковым. По минеральному составу руд группирует золоторудные формации и Д. А. Тимофеевский.

Интересную классификацию золоторудных месторождений предложил С. Д. Шер. В основе ее лежат формационные группы месторождений, отражающие соотношения главных новообразований минералов в рудах, минеральные типы руд, морфологические особенности рудных тел и характер вмещающих оруденение пород. Эта классификация отличается также и тем, что в ней учтены не только месторождения СССР, но и других стран и, в частности, практически отсутствующие в СССР месторождения докембрийских золотоносных конгломератов и зеленокаменных трогов.

В основе классификации Н. В. Петровской, Ю. Г. Сафонова и С. Д. Шера лежат глубины образования месторождений (формации больших, средних и малых глубин) и соответствующие семейства руд (мало-, умеренно- и убогосульфидные).

Классификация Н. А. Фогельман учитывает геотектоническую позицию, характер ассоциирующих магматических комплексов, состав вмещающих пород, типы околорудных изменений, морфологию рудных тел, состав продуктивных минеральных комплексов и формы выделения золота.

По нашему мнению, формационная классификация золоторудных месторождений, так же как и других месторождений, должна быть основана на совокупности признаков минерального состава руд (точнее, их «устойчивых» ассоциаций, по Н. В. Петровской) и геологической обстановки нахождения.

Группировка золоторудных формаций (табл. 11) основана на принципах, разработанных Н. В. Петровской, Н. А. Фогельман, С. Д. Шером, М. М. Константиновым и другими геологами. Каждая из выделенных семи главнейших рудных формаций дает более 1 % добычи золота в капиталистических и развивающихся странах.

Золотоносные конгломераты имеют, вероятно, осадочно-метаморфическое происхождение, все остальные — гидротермальное, осложненное в той или иной степени процессами последующего метаморфизма.

Вторая и третья рудные формации, по классификации Н. В. Петровской, относятся к глубинным, четвертая и пятая — к среднеглубинным, шестая и седьмая — к малоглубинным, близповерхностным образованиям.

Золотоносные конгломераты — важнейшая золоторудная формация, из них добывается 73 % золота капиталистических и развивающихся стран. Однако известно всего несколько крупных месторождений, в том числе уникальное месторождение Витватерсrand в ЮАР, из руд которого уже добыто около 40 000 т золота, а также месторождение Тарква в Западной Африке, давшее более 200 т золота. Месторождения локализуются в синеклизах древних платформ среди отложений платформенного чехла, сложенного мощными (в Южной Африке до 14 км) сланцево-кварцито-конгломератовыми отложениями верхнего архея — нижнего протерозоя (в Южной Африке) и среднего протерозоя (в Западной Африке) прибрежно-морского и континентального происхождения.

В строенииrudовмещающего разреза небольшое участие принимают средние и основные эфузивы, а дайковые породы, встречающиеся на месторождении Витватерсrand, представлены как основными, так и кислыми разностями.

Главными рудоконтролирующими структурами здесь служат пласти конгломератов мощностью в несколько сантиметров, состоящие на месторождении Витватерсrand из окатанных галек кварца, кварцита и сланца и темно-серого цемента. Цемент состоит из кварца, хлорита, биотита, серицита, эпидота, углистого вещества, карбонатов и рудных минералов. Последние представлены сульфидами, среди которых преобладает пирит, а подчиненную роль играют марказит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тенантит, минералы урана (уранинит, тухолит, браннерит, ураноторит) и платиноиды (главным образом, осмий и иридий).

Характерное серебро-золотое отношение составляет 20 : 1, проба золота очень высокая (900—950).

Абсолютное большинство исследователей считает, что месторождение Витватерсrand связано с позднеархейско-раннепротерозойской дельтовой россыпью, подвергшейся метаморфизму зелено-сланцевой фации с перегруппировкой рудообразующего вещества. О справедливости такого вывода свидетельствуют состав и строениеrudовмещающих отложений аллювиального и дельтового происхождения, строгая приуроченность золота к маломощным пластам конгломератов, наличие в составе россыпи таких характерных минералов, как алмазы, циркон, шпинель, гранат, монацит, корреляция содержаний золо-

Главнейшие формации и субформации золоторудных месторождений

Характерные особенности	Осадочно-метаморфические золотоносные конгломераты	глубинные		Гидро средне золото-сульфидная
		супракrustальная	золото-кварцевая	
Геотектоническая позиция рудных районов	Синеклизы древних платформ	Зеленокаменные троги	Терригенные геосинклинали на коре континентального или переходного типа	Терригенные геосинклинали на коре базальтового или гранитного типа
Главные периоды формирования	Поздний архей — средний протерозой	Поздний архей — ранний протерозой	Поздний докембрий — палеозой	Поздний докембрий — палеозой
Магматические формации, ассоциирующие с оруднением в пространственном и возрастном отношении	—	Недифференцированная базальтовая Последовательная дакит-андезит-базальтовая	Гранодиоритовых батолитов	Штоки гранодиоритов и диоритов. Дайки базальтов, гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров
Вмещающие породы	Грубообломочные, терригенные, континентальные	Слоистые метаморфические породы осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения	Морские терригенные флишоидной формации	Морские терригенные, часто угленосные
Главные рудоконтролирующие структуры	Пласти благоприятных пород	Зоны разломов и связанные с ними течения	Надвиги и связанные с ними зоны рассланцевания	Надвиги, взбросо-сдвиги и связанные с ними зоны рассланцевания и будинажа
Морфология рудных тел	Пластообразные залежи	Сложные жилы, жильные зоны, штокверки	Жилы	Зоны прожилково-вкрапленной минерализации

Таблица 11

(по Г. П. Воларовичу и Н. А. Фогельман с изменениями и дополнениями)

термальные глубинные		малоглубинные	
золото-сульфидно-кварцевая		золоторудная	золото-серебряная
Эвгеосинклинали на базальтовой коре	Области тектономагматической активизации	Рифтовые зоны и островные дуги на океанической коре	Окраинно-материковые пояса на континентальной коре
Поздний до-кембрий — палеозой	Мезозой	Мезозой—кайнозой	
Габбро-диорит-гранодиоритовая	Малые интрузии диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, щелочных базальтоидов; эксплозивные трубки	Анdezит-базальтовая, трахибазальтовая	Анdezит-риолитовая, риолитовая
Базальто-карбонатно-терригенная	Континентальные, иногда угленосные молассы	Осадочные и вулканические породы прибрежно-морских фаций	Терригенные отложения платформенного типа, наземные эфузивы, эксплозивные брекции
Разломы в контактовых зонах интрузивных массивов	Участки сопряжения разноориентированных разломов	Крупные разрывы отсутствуют. Тела автомагматических брекций	Сочетание сбросов с куполовидными поднятиями
Системы жильных тел и штокверки в дайках	Жилы, жильные системы и штокверки	Минерализованные зоны дробления, осложненные рудными столбами	

Характерные особенности	Осадочно-метаморфические золотоносные конгломераты	Гидро		
		глубинные		средне
		супракrustальная	золото-кварцевая	
Характерные процессы окорудных изменений	Отсутствуют	Биотитизация, серицитизация, карбонатизация, оталькование (затушеваны процессами регионального метаморфизма)	Калишпатизация, зоны развития сегрегационного кварца	Серицит-кварцевые метасоматиты
Продуктивные минеральные ассоциации	Платиноидно-уран-золото-пиритовая	Золото-арсенопирит-пиритовая, золото-пирротин-пиритовая	Золото-кварцевая	Золото-сульдов 5—20 %)
Характерное золото-серебряное отношение в рудах (Ag/Au)	(5—20)	4	(1÷15) : 1	
Пробность золота	900—950	850—950	900—950	750—850
Преобладающие формы выделения золота	Свободное в цементе конгломератов	Свободное видимое в кварце и микроскопическое в зонах сульфидной вкрапленности	Свободное, часто видимое в кварце, редко в сульфидах	Дисперсное в сульфидах
Доля в добывче капиталистических и развивающихся стран без россыпей (в %)	73	8	1	<1
Примеры рудных провинций, районов и месторождений	Южноафриканская (Витватерсrand) Западноафриканская (Тарква)	Бирримская (Ашанти), Киватинская (Поркью-пайн), Австралийская (Калгурли), Дарвартская (Колар)	Джуно (США), Бендиго, Балларат (Австралия)	

термальные глубинные		малоглубинные	
золото-сульфидно-кварцевая		золоторудная	золото-серебряная
Лиственит-бerezитовые и турмалиновые метасоматиты		Березитизация, лиственитизация, турмалинизация	
Фидно-кварцевая (количество сульфида золото — пирит — арсенопиритовая)		Аргиллизиты и вторичные кварциты, адуляр-кварцевые метасоматиты, низкотемпературные пропилиты	
800—970		Серебро-золото-теллуровая с минералами свинца и висмута	Золото-серебро-аргентитовая
(1÷10) : 1		>20	
850—950		600—800	500—750
Микроскопическое в кварце и сульфидах		Свободное тонкое пылевидное в кварц-адуляровых жилах и прожилках	
<1		2,5	
		О-ва Фиджи (Тавуа), Крипль-Крик, Гольд菲尔д (США)	Колорадская, Комсток (США), Кономаи (Япония)

та и урана и приуроченность их к наиболее хорошо отсортированным породам.

Вторая золоторудная формация объединяет месторождения, локализующиеся в «зеленокаменных трогах», и дает около 8 % добычи золота капиталистических и развивающихся стран. К этой формации принадлежат такие крупные месторождения, как Поркьюпайн в Канаде, Ашанти и Кем-Мотор в Африке, Калгурли в Австралии и др. Все месторождения локализуются в зеленокаменноизмененных осадочно-вулканогенных породах, выполняющих зеленокаменные троги, и, вероятно, имеют возраст — поздний архей — средний протерозой (2,7—1,9 млрд. лет). В отличие от золотоносных конгломератов, месторождения этой рудной формации более тесно ассоциируют с магматическими породами, которые представлены недифференцированной базальтовой и последовательно дацит-андезит-базальтовой формацией. Однако, как отмечают Риддер, Кован и Крокет, вмещающими породами для золоторудных месторождений пояса Абитиби (Канада) служат не вулканиты, а тонкослоистые метаморфические первичноосадочные породы — «карбонатные экскавяты».

Главные рудоконтролирующие структуры — глубинные разломы и связанные с ними складки течения и зоны рассланцевания. Хорошим примером является месторождение Колар (Индия), приуроченное к зоне глубинного разлома (узкий трог шириной 3—5 км при длине 75 км), выполненного интенсивно рассланцованными гнейсами.

Морфология рудных тел чрезвычайно сложна и разнообразна; рудные тела большей частью представлены сложными жилами и их сочетаниями, жильными зонами, штокверками и зонами сульфидных вкрапленных руд. Вмещающие породы серицитизированы, карбонатизированы, оталькованы и биотитизированы; часто эти изменения затушеваны более поздними процессами регионального метаморфизма.

Главнейшие продуктивные минеральные ассоциации — золото-арсенопирит-пиритовая и золото-пирротин-пиритовая, причем оруденение связано с кварцевыми жилами и с зонами сульфидно-вкрапленных руд (Калгурли, Поркьюпайн, Хоумстейк, Моро-Вельо).

На месторождении Поркьюпайн серебро-золотое отношение 4,0 : 1. Золото в целом высокопробное (850 до 950), представлено сравнительно крупными, видимыми простым глазом, выделениями в кварце и субмикроскопическими — в зонах сульфидной вкрапленности. С этой золоторудной формацией пространственно ассоциируют золотосодержащие железистые кварциты (Бразилия, Канада) и медно-колчеданные с золотом месторождения (Канада).

Месторождения золото-кварцевой формации (малосульфидной больших глубин, по Н. В. Петровской) приурочены, главным образом, к геосинклиналям терригенного типа, заложенным на коре континентального или промежуточного типа, и обычно локализуются среди толщ флишоидных отложений морского генезиса (возраст от позднего докембрия до позднего палеозоя). Месторождения ассоциируют с массивами гранодиоритовых батолитов и часто располагаются в надвиговых структурах и связанных с ними зонах рассланцевания. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, а также зонами про-

жилково-вкрапленных руд в зальбандах кварцевых жил. Вмещающие породы калишпатизированы и окварцованны. Золото свободное, часто видимое, заключено обычно в кварце, реже в сульфидах, высокопробное (900—950). Серебро-золотое отношение сравнительно небольшое (1—15). В качестве примеров месторождений этой формации можно привести Джуну (США), Бендиго и Балларат (Австралия).

Месторождения золото-сульфидной формации выделены в самостоятельный формационный тип Н. А. Фогельман и Г. П. Воларовичем. Руды локализуются в терригенных геосинклиналях, возникших на коре базальтового, реже гранитного типа, среди морских терригенных, часто угленосных геологических формаций позднедокембрийско-палеозойского, реже мезозойского возраста. Среди магматических пород, ассоциирующих с месторождениями, преобладают штоки гранодиоритов и диоритов, дайки базальтов, гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров. Месторождения связаны с надвигами и взбросо-сдвигами, которые превратили вмещающие породы в зоны рассланцевания и будинажа. Рудные тела представлены зонами прожилково-вкрапленной минерализации, расположенными часто среди серцит-кварцевых метасоматитов. Количество сульфидов в рудах значительно больше, чем в золото-кварцевой формации (5—20 %). Главные отличия руд месторождений этой формации от золото-кварцевой заключаются в том, что здесь дисперсное золото распределено в сульфидах (главным образом, в арсенопирите и пирите). Золото сравнительно низкопробное (750—850).

Месторождения, выделяемые в золото-сульфидно-кварцевую формацию, характеризуются примерно теми же содержаниями сульфидов, однако золото имеет значительно более высокую пробу (800—970), не дисперсное и распределено как в кварце, так и в сульфидах. Главные околоврудные изменения — березитизация, лиственитизация и турмалинизация.

По геологическим особенностям внутри этой формации можно выделить две существенно различные группы (или подформации). Первая, представителями которой можно назвать золоторудные месторождения Урала, локализуется в эвгеосинклиналях, заложенных на коре базитового типа, среди пород базальто-карбонатно-терригенной формации, а ее месторождения ассоциируют с габбро-диорит-плагиогранитной интрузивной формацией и располагаются в контактовых зонах массивов этих пород. Другая группа, месторождения которой распространены, как правило, в Забайкалье, локализуется в областях тектоно-магматической активизации и тесно ассоциирует с малыми интрузиями диорит-порфириров, гранодиорит-порфиров и щелочных базальтоидов. Месторождения приурочены к континентальным, иногда угленосным молассам и обычно располагаются в местах сопряжения различно ориентированных разломов.

По мнению М. М. Константинова, среди малоглубинных золоторудных формаций следует выделить золоторудную и золото-серебряную. Месторождения золоторудной формации приурочены к рифтовым зонам и островным дугам мезозойско-кайнозойского возраста, заложенным на коре океанического типа. Рудовмещающими породами служат осадочные и вулканические породы прибрежно морских

фаций андезито-базальтовой и трахибазальтовой формации, а наиболее тесно руды ассоциируют с телами автомагматических брекчий. Рудные тела формируют минерализованные зоны дробления, осложненные рудными столбами, и располагаются среди аргиллитов и адуляр-кварцевых метасоматитов.

Золото свободное, тонкое, часто пылевидное локализуется в кварцадуляровых жилах и прожилках, низкопробное (600—800), ассоциирует с серебром, часто с теллуром и минералами свинца и висмута, однако серебро-золотое отношение низкое (1—10).

Среди представляемых месторождений этой формации можно назвать месторождение Крипль-Крик и Гольдфильд в США, Тавуа на островах Фиджи и некоторые месторождения Малого Кавказа и Камчатки в СССР.

Месторождения золото-серебряной формации приурочены к окраинно-материковым поясам, возникшим на коре континентального типа. Месторождения ассоциируют с андезит-риолитовой и риолитовой формациями и локализуются в терригенных отложениях платформенного типа и среди эфузивов и эксплозивных брекчий. Среди структурных факторов локализации главную роль играют сбросы в участках пересечения куполовидных поднятий. Ведущие околоврудно-измененные породы — вторичные кварциты и низкотемпературные пропилиты. Золото пылевидное и низкопробное (500—750). Главный сопутствующий элемент — серебро, серебро-золотое отношение больше 20. В качестве примеров месторождений этой формации можно привести Комсток (США) и Конамай (Япония).

Оловорудные формации

Месторождения олова одни из первых стали объектами рудно-формационного анализа. Классификация рудных формаций оловорудных месторождений, предложенная С. С. Смирновым в 1941 г. и С. С. Смирновым, О. Д. Левицким и Е. А. Радкевич в 1947 г., выдержала испытания времени и в основных чертах сохранилась до наших дней. Ее последующей детализации и уточнению посвящены работы Е. А. Радкевич, М. И. Ицикsona, И. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой, Р. М. Константинова, С. Ф. Лугова и Б. В. Макеева, В. Г. Матвеенко, М. П. Материкова, Г. А. Тананаевой и других геологов.

Основываясь на этих исследованиях, среди оловорудных формаций можно выделить: 1) пегматитовую и апогранитную; 2) кассiterит-кварцевую; 3) скарновую; 4) кассiterит-силикатно-сульфидную с двумя подформациями: кассiterит-силикатной и кассiterит-сульфидной (табл. 12).

Пегматитовая и апогранитная формации в добыче олова коренных месторождений играют ничтожную роль, однако оловянные россыпи, из которых в капиталистических и развивающихся странах добывается около 70 % олова, в значительной мере формируются при разрушении месторождений этого типа.

В качестве примеров месторождений пегматитовой и апогранитной формации можно привести многочисленные, но небольшие место-

рождения Африки (Китотоло-Маноно и др.), Белогорское и Баймурзинское месторождения на Калбе, Тастыгское и Белореченское в Сибири и другие.

Месторождения имеют докембрийский, реже палеозойский и мезозойский возраст и локализуются в пределах областей тектонической активизации, приуроченных к зонам кристаллических щитов, байкалид и массивам ранней консолидации в структурах георгинид и мезозоид.

Месторождения тесно пространственно связаны с батолитами биотитовых и двуслюдяных гранитов и размещаются преимущественно в эндоконтактовых и экзоконтактовых зонах гранитных массивов, значительно реже — на удалении от массивов, но и в последнем случае тесно ассоциируют с аплитами, образуя взаимные пересечения.

Пегматитовые месторождения представляют практический интерес для добычи олова только в случаях, когда пегматитовые тела подверглись интенсивной альбитизации и грейзенизации. Именно с этими процессами связано возникновение главной массы кассiterита. Главные минеральные типы оловорудных пегматитов — микроклин-альбит-мусковитовые, микроклин-альбит-сподумен-мусковитовый и микроклин-альбит-сподумен-турмалиновый. Отношение $(\text{Ta} + \text{Nb})/\text{In} > 1000$. Месторождения часто комплексные; кроме олова из пегматитов нередко добываются литий и цезий, а из апогранитов — ниобий (колумбитоносные граниты).

Кассiterит-кварцевая формация представляет больший практический интерес по сравнению с пегматитовой. В месторождениях этой формации сосредоточено 10 % запасов олова капиталистических и развивающихся стран, а сами месторождения нередко являются значительными по масштабам. В качестве примеров можно привести месторождения Циновец и Альтенберг в Рудных горах (ГДР и ЧССР), Маучи (Бирма).

Месторождения локализуются в пределах сводово-глыбовых структур, сформированных в орогенные зоны развития терригенных миогеосинклиналей, заложенных на коре континентального типа. Практически всегда месторождения ассоциируют с многофазными массивами биотитовых, двуслюдяных и аляскитовых гранитов, причем наиболее тесную пространственную связь обнаруживают с последними, что и дает основание некоторым исследователям полагать, что они связаны с формацией «суббулканических гранитов» (по классификации Ю. А. Кузнецова).

Приуроченность месторождений кассiterит-кварцевой формации к контактовым частям «суббулканических гранитов» при относительном небольшом вертикальном интервале промышленного оруденения позволила М. П. Материкову отнести их к «интрузивной» группе оловорудных месторождений.

Ведущий процесс околоврудных изменений — грейзенизация, а главнейшие минеральные типы представлены мусковит-лепидолитовым, топаз-кварцевым и биотит-циннвальдитовым. Отношение $(\text{Ta} + \text{Nb})/\text{In}$ колеблется в пределах 1000—50. Месторождения кассiterит-кварцевой формации обнаруживают многие черты сходства с пегматитовыми (например, тесные связи с гранитными массивами и

**Рудные формации и субформации оловорудных месторождений (по данным
с дополнениями)**

Характерные особенности	Пегматиты и апограниты	Касситерит-кварцевая
Геотектоническая позиция	Зоны тектонической активизации на кристаллических щитах, структурах байкалид и массивах ранней консолидации в структурах герцинайд и мезозонд	Сводово-глыбовые орогенные структуры терригенных многоэосинклиналей на коре континентального типа
Главные эпохи формирования	Поздний докембрий, реже палеозой и мезозой	Палеозой и мезозой
Ассоциирующие магматические формации	Формация «гранитных батолитов», биотитовых и двуслюдянных гранитов	Формация «субвулканических гранитов». Многофазные массивы биотитовых двуслюдянных и аляскитовых гранитов
Зоны формирования месторождений (по отношению к интрузивным массивам)	Интрузивная	
Ведущие окаторудные изменения	Альбитизация и грэйзенизация	Грейзенизация
Главнейшие минеральные типы	Микроклин-альбит-мусковитовый, микроклин-альбит-сподумен-мусковитовый, микроклин-альбит-сподумен-турмалиновый	Мусковит-лепидолитовый, топаз-кварцевый, биотит-циннвалдитовый
Отношение $(\text{Ta} + \text{Nb})/\text{In}$ в касситерите	> 1000	1000—50
Роль соединений фторита и бора в минеральных ассоциациях	Преобладает фтор	
Типы ассоциирующих месторождений	Месторождения лития, цезия и ниобия (колумбиноносные граниты)	Месторождения вольфрама (вольфрамитовые), урана и флюорита
Масштабы месторождений	Мелкие	Средние, реже крупные
Главные минералы, сопутствующие оловянным рудам	Микроклин, сподумен, мусковит, липидолит	Кварц, мусковит, арсенопирит, вольфрамит, топаз, флюорит

Таблица 12

С. Ф. Лугова, Б. В. Макеева, М. П. Материкова, Г. А. Тананаевой автора)

Скарновая	Кассiterит-силикато-сульфидная	
	Кассiterит-силикатная	Кассiterит-сульфидная
Зоны тектонической активизации на платформах и в терригенно-карбонатных геосинклиналях и геоантеклиниалах на коре континентального типа	Зоны тектонической активизации в терригенных миогеосинклиналях на коре промежуточного типа	Окрайинно-материкиевые вулканогенные пояса
Поздний докембрий, палеозой и мезозой	Палеозой, мезозой и кайнозой	Кайнозой
Формация «гранитоидных батолитов пестрого состава»		Многофазные интрузивные комплексы гранитоидов повышенной основности с жильной серией меланократовых пород
Околоинтрузивная		Надинтрузивная
Скарнирование, амфиболитизация, хлоритизация, турмалинизация	Турмалинизация, хлоритизация, серicitизация	Серicitизация, окварцевание, каолинизация, алунитизация
Магнетитовый, халькопирит-пирротиновый, шеелитовый, турмалин-флюоритовый, полиметаллический	Турмалиновый, хлоритовый	Висмутиновый, галенит-сфалеритовый, серебряный, сульфостаннатовый
50—5	~ 1	<0,1
Примерно равнозначна	Преобладает бор	Подчиненная
Месторождения вольфрама (шеелитовые)	—	—
Мелкие, реже средние и крупные	Крупные и весьма крупные	
Гранаты, диопсид	Кварц, турмалин, хлорит	Кварц, пирит, арсенопирит, галенит, пирротин, сфалерит

Характерные особенности	Пегматиты и апограниты	Касситерит-кварцевая
Роль в запасах капиталистических и развивающихся стран (без запасов россыпей), %	1	10
Примеры провинций и месторождений	Китотоло-Маноно (Африка)	Циновец и Альтенберг (ГДР и ЧССР), Маучи (Бирма)

обилие фторсодержащих минералов). Как и пегматитовые, касситерит-кварцевые месторождения при разрушении образуют оловоносные россыпи. Однако в отличие от пегматитов они создают комплексные месторождения с другими полезными ископаемыми — главным образом, с вольфрамом, иногда с ураном и флюоритом. Другое существенное различие месторождений этих формаций заключается в том, что если месторождения пегматитовой формации всегда мелкие, то месторождения касситерит-кварцевой формации нередко достигают средних, а иногда даже и крупных масштабов.

Скарновая формация является особой формацией оловорудных месторождений. По данным С. Ф. Лугова и Б. В. Макеева, оловоносные скарны тесно ассоциируют с оруднением как касситерит-кварцевой, так и касситерит-силикатной подформации. Поэтому скарновые месторождения считают представителями не формационного, а минерального типа. Однако нам представляется, что скарновые оловорудные месторождения отличаются не только минеральным составом руд, но также и условиями локализации рудных тел, их формой, примесями касситерита и другими особенностями и поэтому должны рассматриваться как рудная формация. В целом промышленное значение оловорудных месторождений скарновой формации незначительно, большая часть месторождений относится к мелким, реже к средним объектам, однако встречаются и весьма крупные месторождения. В качестве примеров можно привести месторождения Малагэ, Лаочан, Кадан в районе Гэцзю в КНР.

Месторождения скарновой формации, как пегматитовой и касситерит-кварцевой, обычно локализуются в зонах тектонической активизации на платформах (Питкаранта, Арандиз) или в терригенно-карбонатных формационных зонах (геосинклиналях и геоантеклиналях), сформированных на коре континентального типа (Майхура, Сары-Булак и др.). Известны докембрийские, палеозойские, реже мезозойские месторождения. Месторождения обычно залегают в контактовых зонах биотитовых гранитов, несущих следы гибридизма, или

Скарновая	Кассiterит-силикато-сульфидная	
	Кассiterит-силикатная	Кассiterит-сульфидная
1		20
Малагэ, Лаочен (КНР), Клаппа и Кампйт (Индоне- зия), Ярославское (При- морье), Майхура и Сары- Булак (Тянь-Шань)	Маунт-Плезент (Канада), Ллаллагуа (Боливия), Хрустальное (Приморье), Уч-Кошкон (Тянь-Шань)	Потоси, Оруро (Боли- вия) Ренисон-Белл (Тас- мания)

гранитоидов повышенной основности и, по классификации М. П. Материкова, относятся к оклонинтрузивной группе месторождений.

Ведущие процессы оклорудных изменений — скарнирование (главным образом, известковые скарны), амфиболитизация, хлоритизация и турмалинизация. Главнейшие минеральные типы руд — магнетитовый, халькопирит-пирротиновый, шеелитовый, турмалин-флюоритовый и полиметаллический.

Значение отношения $(\text{Ta} + \text{Nb})/\text{In}$ колеблется от 50 до 5, а среди минерализаторов равнозначенное значение имеют фтор и бор. Скарновые оловорудные месторождения часто являются комплексными и кроме олова нередко в промышленных количествах содержат вольфрам (шеелит), железо (магнетит), бериллий (хризоберилл, фенакит), медь и полиметаллические руды.

Кассiterит-силикатно-сульфидная формация существенно отличается от вышеописанных. Она содержит 20 % запасов олова капиталистических и развивающихся стран и включает две подформации (кассiterит-силикатную и кассiterит-сульфидную), также во многом различающиеся.

Кассiterит-силикатная подформация объединяет месторождения, широко распространенные на континентах: Маунт-Плезент (Канада), Акенабе (Япония), Хапчеранга (Забайкалье), Депутатское и Эге-Хая (Якутия), Сихотэ-Алинь, Хрустальное (Сихотэ-Алинь) и многие другие.

Практически все месторождения связаны с зонами тектонической активизации, большая их часть локализуется в зонах активизации терригенных миогеосинклиналей, возникших на коре промежуточного типа. Преобладают месторождения мезозойского возраста, однако нередки палеозойские и кайнозойские.

С месторождениями ассоциируют многофазные интрузивные комплексы гранитоидов повышенной основности, сопровождающиеся серией лейкократовых и меланократовых жильных пород, с которыми кассiterит-силикатные руды обнаруживают наиболее тесную параллель.

генетическую связь. По отношению к интрузивным массивам, по данным М. П. Материкова, месторождения частично относятся к «околоинтрузивным», а частично — к «надынтрузивным» образованиям.

Ведущие процессы околоврудных изменений — турмалинизация, хлоритизация и серицитизация. Главные минеральные типы — турмалиновый и хлоритовый. Отношение $(\text{Ta} + \text{Nb})/\text{In}$ около единицы. Среди минерализаторов господствует бор, фтор имеет второстепенное значение.

По масштабам месторождения этой подформации большей частью относятся к крупным, а иногда к очень крупным.

Месторождения кассiterит-сульфидной подформации распространены менее широко и приурочены главным образом к структурам обрамления Тихого океана. В качестве примеров таких месторождений можно привести месторождения Центральной и Южной Боливии (Потоси, Оруро и др.), Тасмании (Ренисон—Белл) и восточного склона Сихотэ-Алиня (Синанча, Смирновское и др.).

Металлогенические зоны, в которых локализованы кассiterит-сульфидные месторождения, приурочены к окраинно-материковым вулканогенным поясам и имеют преимущественно кайнозойский возраст. Месторождения ассоциируют с субвулканическими телами дацитов, кварцевых порфиров и дайками средних и основных пород и расположены в «надынтрузивной» зоне. Ведущие околоврудные изменения — серицитизация, окварцевание, каолинизация и алунитизация. Руды, как и околоврудные изменения, имеют целый ряд особенностей, свидетельствующих о весьма малой глубине их отложения и быстрой кристаллизации из растворов. Место турмалина и хлорита, ассоциирующих с рудами кассiterит-силикатной формации, занимают сульфиды: пирит, марказит, пирротин, халькопирит, висмутин, сфалерит, галенит, арсенопирит и другие, а также сульфосоли сурьмы, серебра, олова. Главнейшие минеральные типы кассiterит-сульфидной субформации — галенит-сфалеритовый, висмутиновый, серебряный и сульфо-станннатовый. Среди минерализаторов и бор, и хлор отступают на второй план. Возможно, что главная роль в процессе переноса рудного вещества принадлежит хлору.

Отношение $(\text{Ta} + \text{Nb})/\text{In}$ составляет, как правило, менее 0,1. Среди месторождений встречаются крупные и очень крупные.

ДАЛЬНЕЙШИЕ ЗАДАЧИ РУДНОФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Рудноинформационный анализ — один из самых молодых разделов учения о полезных ископаемых. Целенаправленное изучение рудных формаций практически началось лишь в начале шестидесятых годов нашего века.

В ближайшем будущем главной задачей рудноинформационного анализа останется, вероятно, изучение взаимосвязи минерального состава руд и геологических условий их образования. Эта задача имеет важное теоретическое значение для расшифровки вопросов генезиса месторождений и создания их рудноинформационной классификации и

не менее важное практическое, так как рудноинформационный анализ — основа прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Для решения этой задачи необходимы дальнейшие углубленные и целеустремленные исследования в следующих направлениях:

1. Разработка и применение специальных методов для определения количественных минералогических характеристик руд месторождений с помощью данных минералогических, макро- и микроскопических исследований, а также химических анализов полезных компонентов и основанных на них минералогических расчетов, минералогических исследований технологических проб, сопровождаемых рациональными анализами и т. д.

Немаловажное значение имеет также использование количественных соотношений примесей в минералах к их носителям (содержания кадмия, индия и германия в сфалеритах, серебра в галенитах, тантала и ниобия в кассiterитах и др.), а также количественных соотношений различных примесей (например, отношение суммы тантала и ниobia к индию в кассiterитах).

2. Разработка и использование количественных методов при характеристике геологической обстановки формирования месторождений. Прежде всего, это относится к составу вмещающих пород и к структурным условиям формирования месторождений. Состав вмещающих пород должен быть выражен через количественное соотношение (в %) различных литологических и петрографических разностей пород для подрудной, рудовмещающей и покрывающей пачек горных пород раздельно с целью выявления их различий. Кроме того, необходимо количественно оценивать степень карбонатности и состав карбонатных пород (по количественному соотношению кальция и магния), степень пористости различных типов пород и другие признаки. Структурные условия могут быть количественно связаны с помощью свободного петрографического коэффициента и по отдельным петрофизическим параметрам. Интенсивность околоврудных изменений также поддается количественной оценке путем определения количества минеральных новообразований (серцинта, хлорита, эпидота и др.) по сравнению с сохранившимися первичными минералами, а также с помощью расчета химических анализов и определения количественных параметров привноса и выноса элементов.

3. Дальнейшее изучение рядов рудных формаций, как метода исследований, позволит более детально исследовать зависимость изменения минерального состава от геологических условий их образования и ближе подойти к вопросам генезиса месторождений. В то же время такое изучение позволит составить формационную классификацию месторождений полезных ископаемых.

4. Изучение рудных серий (характера изменения рудных формаций во времени и пространстве) позволит более обоснованно подойти к проблеме связи месторождений с рядами геологических формаций, в частности, с магматическими очагами, длительностью их существования, перемещением в разные горизонты земной коры и мантии, а также получить дополнительные материалы о источнике рудного вещества.

5. Выяснение причин образования внутри рудноинформационных типов промышленных месторождений, в том числе и крупных, и установление их геолого-минералогических особенностей.

Можно предполагать, что рудноинформационный анализ, по мере своего развития, позволит получить новые данные о процессах рудообразования и поднять теоретические основы прогноза и поисков рудных месторождений на новую, более высокую ступень.

В понятии о рудных формациях главные вопросы — вопросы взаимосвязи минерального состава и геологических условий нахождения месторождений. Поэтому как названия рудных формаций, так и их группировки должны отвечать этому требованию. Среди геологических условий нахождения ведущий параметр — принадлежность к определенной геологической формации, ассоциирующей с комплексом рудообразующих минералов. Поэтому нельзя согласиться с теми названиями рудных формаций, в которых не упоминаются вмещающие геологические формации (например, «свинцово-цинковая» или «гальваническая-сфалеритовая» без соответствующего дополнения — «скарновая», «известняково-доломитовая», «базальт-риолитовая» и др.).

Геологические формации по характеру связи с оруденением могут быть разделены на рудогенерирующие (вмещающие близкие по минеральному составу продукты рудогенеза, составные части геологической формации при генетической связи руд с магматическими породами); рудоносные (также вмещающие близкие по минеральному составу продукты рудогенеза, но при неоднозначной природе этих связей); рудовмещающие (здесь различные минеральные продукты рудогенеза связаны обычно с более поздними геологическими процессами); рудообразующие (источник тепловой энергии при рудообразовании, реализуемом за счет вещества, содержащегося в других геологических формациях).

При выделении рудных формаций важнейшее значение имеют количественные соотношения рудообразующих минералов. Эти соотношения служат чутким показателем характера ассоциирующих геологических формаций и должны выявляться с помощью соотношений средних содержаний металлов или минералов в рудах, по данным опробования или количественных минералогических анализов.

Рудно-формационная и генетическая классификации эндогенных рудных месторождений, так же как и месторождений полезных ископаемых вообще, — независимы и не должны заменять друг друга. Обе классификации имеют право на самостоятельное существование. Генетическая классификация должна быть основана на анализе физико-химических условий формирования месторождений и фиксировать давление, температуру, состав рудоносных растворов и другие подобные признаки; формационная классификация должна охватывать иной круг явлений и отражать геолого-исторические взаимосвязи групп месторождений с тектоникой, литогенезом и магматизмом.

Рудная формация не является экономическим понятием. Экономические параметры в понятие рудной формации не включаются, многие рудные формации имеют лишь единичных промышленных представителей. В этом отношении понятие о рудных формациях отличается от понятий промышленных типов месторождений. Промышленные типы отвечают лишь некоторым, наиболее промышленно важ-

ным рудным формациям, круг рудных формаций значительно шире числа промышленных типов месторождений.

Некоторые группы месторождений (железистые кварциты, колчеданные, медно-порфировые и другие), которые часто считают рудными формациями, по мнению авторов, являются более крупными таксономическими единицами. Это — семейства рудных формаций, включающие переходную серию формаций, каждая из которых отличается от соседней количественными соотношениями минералов в рудах и особенностями ассоциирующих геологических и, в частности, магматических формаций.

В истории формирования земной коры можно проследить появление и постепенное увеличение роли различных рудных формаций одного и того же полезного ископаемого. Так, наиболее древняя (архейская) железорудная формация железистых кварцитов сменяется в раннепротерозойское время зеленокаменной джеспилитовой формацией криворожского типа, лептитовой и порфир-лептитовой и известково-кремнистой формацией тимискаминг. В среднем протерозое появляются доломито-кремнистая и кремнисто-сланцевая формации итабиритового и таконитового типов, в рифе — сидеритовая и терригенно-кремнисто-сланцевая формация оолитового типа; в последдокембрийское время господствуют оолитовые железорудные формации, которым присоединяется скарновая формация. Среди оловорудных формаций первыми в докембрийское время образуются месторождения пегматитовой и кассiterит-кварцевой формаций; в палеозое существенную роль приобретает также и кассiterит-силикатная формация, а в мезозое и кайнозое к этим формациям присоединяется и кассiterит-сульфидная. Сходные изменения роли формационных типов в истории развития земной коры можно проследить для медно-рудных, свинцово-цинковых и ряда других месторождений полезных ископаемых.

Таким образом, формационный анализ в настоящее время становится одним из ведущих методов прогноза рудоносности и поисков эндогенных рудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая)/Под ред. Г. Ф. Яковлева. М., изд-во МГУ, 1978.
2. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Гинзбург А. И. Тектоно-металлогенические типы областей активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2, М., Наука, 1975, с. 64—73.
3. Григорьев В. М. Докембрйские железорудные месторождения СССР.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембра. Вып. 8. Минеральные месторождения докембра. М., Наука, 1982, с. 83—115.
4. Казанский В. И., Лаверев Н. П., Тугаринов А. И. Эволюция уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978.
5. Козеренко В. Н. Эндогенная металлогенезия. М., Недра, 1981.
6. Колчеданные месторождения мира. М., Недра, 1979.
7. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973.
8. Кравцов А. И. Геологические основы прогнозирования поисков медно-порфировых месторождений. М., Недра, 1983.
9. Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных месторождений.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 6—15.
10. Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М., Наука, 1982.
11. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М., Недра, 1980.
12. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М., Наука, 1982.
13. Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М., Наука, 1982.
14. Милановский Е. Е. Пульсация и расширение Земли— возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое.— Природа, 1978, № 7, с. 22—34.
15. Пейве А. В., Савельев А. А. Структуры и движения в литосфере.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 5—25.
16. Петровская Н. В. Роль минералогии в разработке таксономической системы. Гидротермальные месторождения.— Геология рудных месторождений, 1982, № 3, с. 15—27.
17. Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., Недра, 1980.
18. Проблема петрологии, минералогии и рудогенеза. М., Наука, 1983.
19. Ранняя история Земли/Под ред. Б. Уиндли. М., Мир, 1980.
20. Рудные месторождения СССР/Под ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1974.
21. Рундквист Д. В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях.— В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., Недра, 1978, с. 15—37.
22. Смирнов В. И. О металлогении океана.— Геология рудных месторождений, 1975, № 1, с. 3—13.
23. Смирнов В. И. Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, с. 5—11.
24. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982.
25. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геология рудных месторождений, 1982, № 4, с. 3—20.
26. Соловьев Н. А. Минерагения лиофильных редких металлов. М., Недра, 1978.
27. Строна П. А. Главные типы рудных формаций. М., Недра, 1978.

28. Твалчелидзе Г. А. Металлогенения двух основных типов развития земной коры.—Геология рудных месторождений, 1982, № 2, с. 12—26.
29. Твалчелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.
30. Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1973, т. 10, с. 49—65.
31. Тугаринов А. И. Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973.
32. Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан—континент.—В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М., Недра, 1980, с. 154—161.
33. Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., Наука, 1973.
34. Чудинов Ю. В. Расширение Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники».—Геотектоника, 1976, № 4, с. 16—37.
35. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.—В кн.: Труды совещания по осадочным породам. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.
36. Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.—Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 11, с. 9—18.
37. Шер С. Д. Металлогенения золота. М., Недра, 1972.
38. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976.
39. Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М. Геологические и рудные формации.—В кн.: Металлогенические проблемы Средней Азии. Ташкент, 1982, с. 38—54.
40. Lazinska P. Development of non-ferrous metal deposits in geological time. Can. J. Earth, Sci., Vol. 10, N 1, 1973.
41. Routheir P., Brouder P., Fleischer R. Some Major Concepts of Metallogeny. Mineral Deposita, 1973, N 8, p. 237—258.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Учение о геологических формациях	6
Магматические процессы и магматогенное рудообразование	20
Особенности строения земного шара. Энергетические условия возникновения и развития тектономагматических процессов	21
Особенности строения и магматизма материков и океанов	34
Главнейшие рудоносные магматические формации	51
Археохрон	51
Мезохрон	64
Неохрон и эпинеохрон	72
Рудные формации	130
Общая характеристика	130
Формации некоторых черных, цветных, редких и благородных металлов	168
Дальнейшие задачи рудноинформационного анализа	204
Выводы	207
Список литературы	209

ДАВИД ИОСИФОВИЧ ГОРЖЕВСКИЙ,
ВЛАДИМИР НИКОЛАЕВИЧ КОЗЕРЕНКО,
РЭМ МИХАИЛОВИЧ КОНСТАНТИНОВ

МАГМАТИЧЕСКИЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Редактор издательства Ю. А. Рожнов
Переплет художника В. Б. Строганова
Художественный редактор В. В. Шутъко
Технические редакторы А. В. Трофимов, Е. Л. Закашанская
Корректор И. Н. Таранева

ИБ № 4665

Сдано в набор 30.07.85. Подписано в печать 10.12.85. Т-22580. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. п. л. 13,75 с вкл.
Усл. кр.-отт. 13,5 с вкл. Уч.-изд. л. 16,13. Тираж 1730 экз. Заказ 411/8703—4. Цена 2 р. 70 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Mr. 2000.
D. 900.

4883

Таблица 10

Рудные формации свинцово-цинковых месторождений (по Д. И. Горжевскому)

Рудная формация	Геотектоническая позиция	Возраст	Ассоциирующие формации		Главные минералы (Pb : Zn : Cu)	Главные элементы-примеси	Ведущие околоврудные изменения	Роль в добыве капиталистических и развивающихся стран, %	Структурные условия локализации руд	Преобладающие текстуры руд	Примеры месторождений
			магматические	осадочные							
Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовая (колчеданно-полиметаллическая в вулканогенно-осадочных отложениях)	Вторичные эвгесин-клинали, наложенные на срединные массивы с мощной гранитной корой	Палеозой—неоген	Часто преобладают. Контрастная базальти-риолитовая, реже последовательная базальт-андезит-риолитовая и ее интрузивные аналоги	Кремнисто-терригенная	Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц, серцицит, иногда барит (1 : 2 : 0,3 ÷ 1 : 6 : 3)	Ag, Au, Cd, Se, Te	Серицит-кварцевые и карбонат-хлоритовые метасоматиты	10	Вулканические и вулкано-текtonические складчато-блоковые структуры в сочетании с разломами	Массивные и полосчатые	Нью-Бренсуик (Канада), Рудный Алтай (СССР)
Халькопирит-галенит-сфалерит-пирротин-пиритовая (колчеданно-полиметаллическая в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях)	Троги и впадины на геосинклинальном основании	Протерозой—мезозой	Резко подчинены. Слабо дифференцированные субщелочные базальты, реже трахириолиты	Преобладают. Углистая глинисто-карбонатно-кремнистая	Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц, пирротин, сидерит (1 : 1 : 0,1 ÷ 1 : 2,5 : 0,5)	Ag, Cd, иногда Cu и Ba	Слабые хлоритизация и серicitизация. В карбонатных породах — сидеритизация и анкеритизация	14,5	Троги, разделенные сводовыми поднятиями и ограниченные разломами	Массивные и полосчатые	Салливан и Энвил (Канада). Маунт-Айза (Австралия) Кушк (Иран)
Сфалерит-галенитовая и галенит-сфалеритовая (стратиформные свинцово-цинковые месторождения, прожилково-вкрапленные в известково-доломитовых отложениях)	Активизированные чехлы внутренних структур древних платформ. Зоны глубинных разломов на границе древних платформ и миогеосинклиналей. Миогеосинклинали окраинных регенерированных срединных массивов. Чехлы активизированных срединных массивов и молодых платформ	Поздний ри-фей — неоген	Не характерны	Известково-доломитовая, глинисто-известково-доломитовая	Галенит, сфалерит, барит, пирит (3 : 1 : 0 ÷ 1 : 10 : 0,1)	Ge, Te, Ag	Доломитизация, окварцевание	30	Благоприятные горизонты карбонатных пород в участках сопряжения с разломами	Прожилково-вкрапленные	Мидконтинент (США), Пайн-Пойнт (Канада), Верхняя Силезия (ПНР)
Галенит-сфалеритовая (метасоматические залежи свинцово-цинковых руд в карбонатных породах, часто в связи со скарнами)	Вулканогенно-карбонатные геоантеклинали с базитовым магматизмом	Палеозой—неоген	Подчинены. Габбродиорит-гранодиоритовая	Господствуют. Известняковая	Сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит, пирит, пирротин, кварц, кальцит, пироксен, гранат (1 : 1 : 0,1)	Ag, Cd	Скарнирование. Гранат-пироксеновые скарны	—	Места сопряжений и пересечений разломов, часто вблизи контактов известняков с интрузивными породами	Массивные и вкрапленные	Тинтик (США), Камиока (Япония)
Галенит-сфалеритовые (свинцово-цинковые месторождения жильного типа)	Складчатые системы и области тектоно-магматической активизации	Протерозой — неоген	Преобладают. Границо-тоиды, вулканогенные породы среднего и кислого состава. Дайки диабазов, андезитовых порфириотов, лампрофиров и риолитов	Терригенные комплексы	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, пирротин, арсенопирит (1 : 2 : 0,2)	Ag, Cd	Окварцевание, серicitизация, хлоритизация	7	Разломы, трещины, трещинные зоны	Брекчиевидные, реже вкрапленные и массивные	Кер-д'Ален (США), Сантандер (Перу)
Галенит-сфалеритовые и галенит-халькопирит-сфалеритовые (метаморфизованные колчеданно-полиметаллические месторождения в метаморфических толщах)	Щиты древних платформ	Поздний архей — поздний протерозой, редко палеозой	Преобладают. Гнейсы, кристаллические и метаморфические сланцы. Непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая. Недифференцированная базальтовая	Карбонатно-терригенная и терригенная	Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин (1 : 8 : 4 ÷ 1 : 2 : 0,1)	Ag, Cd	Затушеваны процессами метаморфизма	34	Складки, осложненные разрывами	Полосчатые, плойчатые, массивные	Флин-Флон, Кидл-Крик (Канада), Брокен-Хилл (Австралия), Юнайтед-Верде (США)