

Ю. А. БИЛИБИН

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
ПРОВИНЦИИ
и
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
ЭПОХИ



ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

А. Билибин

Ю. А. БИЛИБИН

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
ПРОВИНЦИИ
и
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
ЭПОХИ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1955

ПРЕДИСЛОВИЕ

Работа Ю. А. Билибина «Металлогенические провинции и металлогенические эпохи» представляет собой курс лекций, прочитанных автором в Ленинградском государственном университете им. Жданова в 1950/51 учебном году. Здесь наиболее полно и систематично изложены идеи автора по данной проблеме, выкристаллизовавшиеся на протяжении всей его производственной и научной деятельности, отличающейся целеустремленностью и плодотворностью. В этом труде изложена разработанная Ю. А. Билибиным методика производства регионального металлогенического анализа намечающая четкие пути для поисков эндогенных месторождений полезных ископаемых и уже оправдавшая себя на практике в различных регионах Советского Союза.

В своей работе Ю. А. Билибин обобщил результаты длительного труда организованных им больших производственных и научных коллективов, указал слабые стороны и недостатки существующих зарубежных и отечественных металлогенических теорий и наметил пути развития металлогенической науки в дальнейшем. Этот труд завершает научную деятельность Ю. А. Билибина и отражает новое оригинальное направление в многовековой практике поискового дела, приведшее и продолжающее приводить к открытию не только отдельных месторождений различных полезных ископаемых, но и целых рудоносных районов.

В настоящее время, когда большие коллективы советских геологов заняты составлением металлогенических карт и разработкой проблемы выяснения закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых в земной коре с целью быстрейшего расширения минерально-сырьевой базы, данная работа Ю. А. Билибина приобретает особенно важное значение.

I. ВВЕДЕНИЕ

Понятие о металлогенических провинциях и металлогенических эпохах. Если мы обратимся к рассмотрению пространственного распределения различных типов рудных месторождений на земном шаре, то увидим, что месторождения различных металлов распределены крайне неравномерно: в одних частях земного шара встречаются преимущественно медные месторождения при подчиненном развитии месторождений других металлов и иногда полном отсутствии месторождений третьих металлов, в других частях земного шара преимущественно развиты золотые, свинцово-цинковые, оловянные и другие месторождения. Трудно назвать два сколько-нибудь крупных района на земном шаре, которые обладали бы совершенно сходными комплексами рудных месторождений. Каждый из них характеризуется своими специфическими особенностями, собственным комплексом рудных месторождений и различной степенью количественного развития различных генетических типов месторождений.

Это обстоятельство очень давно обратило на себя внимание исследователей и повело к возникновению представления о металлогенических провинциях. Совершенно понятно, насколько важным в практическом и теоретическом отношении является такое представление. В практическом отношении оно должно помочь нам подойти к оценке промышленных перспектив крупных районов или провинций по рудам тех или иных металлов и тем самым определить наиболее эффективное направление поисковых работ. В теоретическом отношении оно должно помочь нам подойти к выяснению закономерностей пространственного распределения различных типов рудных месторождений и тем самым к выяснению причин и условий их возникновения.

Несмотря на то, что само понятие о металлогенических провинциях существует достаточно давно, оно имело чисто эмпирический смысл и даже в настоящее время в большинстве случаев именно так и трактуется. Под металлогеническими провинциями принято понимать те геологические, а иногда даже географические провинции, которые характеризуются развитием в их пределах определенного типа или определенных типов рудных месторождений и

которые тем самым характеризуются определенными чертами своей металлогенезии. В таком понимании представление о металлогенических провинциях имеет регистрационный смысл и лишь констатирует устанавливаемые эмпирические закономерности в отношении географического распространения тех или иных месторождений.

Однако в отношении происхождения металлогенических провинций, причин различий между ними и их особенностей понятие о металлогенических провинциях, как оно сформулировано выше, ничего не дает. Правда, Линдгрен пытается включить в определение металлогенических провинций условия образования рудных месторождений, но эта попытка остается чисто словесным упражнением. Он определяет металлогенические или минерагенические провинции как значительные участки земной поверхности и недр, которые представляли благоприятные условия для отложения полезных ископаемых. Но совершенно безразлично, скажем ли мы, что в данном районе развиты такие-то месторождения или что в данном районе были благоприятные условия для их образования. Ни та ни другая формулировка, мало различающиеся между собой в смысловом отношении, не намечают каких-либо путей и способов дальнейшего исследования и не приближают нас к решению проблем возникновения металлогенических провинций.

В каждой металлогенической провинции рудные месторождения были сформированы не в один какой-то этап, а в несколько последовательных этапов. Представление о металлогенических провинциях иногда относится лишь к одному определенному этапу минерализации в данной провинции. Так, например, говорят об Уральской платиноносной провинции, о Среднеазиатской сурьмянотрутной провинции и т. д. В других случаях представления о металлогенических провинциях относят ко всему комплексу месторождений данной провинции, образовавшихся в течение всех этапов минерализации: Уральской, Среднеазиатской, Восточно-забайкальской и т. д., включая в это представление весь комплекс рудных месторождений каждой из провинций. Таким образом, пока еще нет общей договоренности о характере понимания термина «металлогеническая провинция».

Промежутки геологического времени, благоприятные для отложения определенного полезного ископаемого, понимаются как металлогенические или минерагенические эпохи. При этом считается, что металлогенические или минерагенические эпохи охватывают не одну какую-либо металлогеническую провинцию, а целый ряд провинций, иногда даже достаточно удаленных друг от друга, или даже значительную часть земного шара. Так, например, известна позднемезозойская металлогеническая эпоха свинцово-цинковой минерализации, охватившая Северную Америку, восточную часть Азии, некоторые районы Европы и т. д. Не менее широко проявилась третичная металлогеническая эпоха близповерхностной (эпигермальной) золото-серебряной минерализации, охватившая

всю внутреннюю зону Тихоокеанского пояса (Анды, Кордильеры, Япония, Филиппины, Ост-Индия, Новая Зеландия) и частично Европу (Венгрия, Трансильвания). Что касается отдельных этапов минерализации, проявляющихся лишь в пределах какой-нибудь одной металлогенической провинции, то представление о металлогенических эпохах к ним обычно не относится. Чисто эмпирическое определение металлогенических или минерагенических эпох, данное выше, как и в случае минерагенических провинций, не намечает каких-либо конкретных путей дальнейшего исследования и решения проблемы.

В отношении трактовки причин и условий возникновения минерагенических провинций и минерагенических эпох экзогенной минерализации дело обстояло несколько более благополучно в связи с тем, что процессы экзогенной минерализации протекают на земной поверхности в обстановке, доступной непосредственному наблюдению. Изменение этой обстановки в ходе геологической истории Земли изучается и притом достаточно успешно исторической геологией. В большинстве случаев на вопрос о причинах и условиях возникновения минерагенических провинций и эпох экзогенной минерализации историческая геология дает достаточно ясные ответы или в крайнем случае такие ответы, которые достаточно хорошо намечают пути дальнейшего исследования вопроса.

Общеизвестно, что геологи, занимающиеся изучением вопросов истории геологического развития земной коры, в ущерб и в нарушение одного из основных принципов диалектического материализма — принципа всесторонности исследования, упорно не желают заниматься исследованием такой «темной» стороны в геологической истории земной коры, как развитие магматизма и эндогенной минерализации. В то же время совершенно несомненно, что это одна из основных задач исторической геологии. Не получая какой-либо существенной помощи, геологи, занимающиеся изучением вопросов эндогенной минерализации, вынуждены обходиться своими средствами, и потому неудивительно, что изучение проблемы развития эндогенной минерализации земной коры вообще и причин и условий возникновения минерагенических эпох и провинций в частности очень сильно отстало по сравнению с изучением тех же вопросов в области экзогенной минерализации.

В настоящей работе мы остановимся в основном на эндогенных минерагенических провинциях и эпохах, как на вопросе менее ясном и менее разработанном. Это представляется тем более целесообразным, что в последнее время советской геологической наукой получены очень интересные выводы в отношении изучения эндогенных минерагенических провинций и эпох, вносящие очень существенные коррективы в те представления, о которых сказано выше, но пока еще не нашедшие своего отражения в геологической литературе.

Попытки объяснения минерагенических провинций и эпох. Попытки объяснить с геологической точки

зрения причины и условия возникновения эндогенных минерагенических провинций и эпох и тем самым подойти к объяснению наблюдающихся эмпирических закономерностей в пространственном распределении на земном шаре различных типов эндогенных минеральных месторождений предпринимались неоднократно и продолжают предприниматься до настоящего времени. Одной из причин, служившей сильным тормозом в решении проблемы металлогенических провинций, была известная батолитовая концепция Эммонса, пользовавшаяся еще сравнительно недавно очень широким признанием в зарубежных странах.

Согласно батолитовой концепции Эммонса, вся эндогенная постмагматическая минерализация связана с гранитоидными батолитами. Батолиты обладают универсальной рудоносностью, т. е. содержат в своих постмагматических растворах все (возможные) рудные элементы. Таким образом, в принципе рудоносность всех гранитоидных батолитов более или менее одинакова. Основные различия могут наблюдаться лишь в связи с различной глубиной эрозионного среза батолитов. С позиций батолитовой концепции Эммонса совершенно естественной представлялась попытка объяснить все особенности и наблюдаемые различия между металлогеническими провинциями различной глубиной их эрозионного среза. Несмотря на очевидную несостоятельность такой точки зрения, она получила весьма широкое распространение и 15—20 лет назад пользовалась достаточно широким признанием даже в пределах Советского Союза. Достаточно сказать, что, когда перед нашими геолого-разведочными организациями была поставлена задача поисков новых месторождений некоторых полезных ископаемых и новых районов и провинций, многие геологи пытались решить ее с позиций той или иной глубины эрозионного среза. Однако они не только не могли указать какие-либо новые рудные районы или месторождения, но даже сколько-нибудь удовлетворительно объяснить распределение некоторых известных в то время месторождений на территории СССР. Между сторонниками этой точки зрения не было единодушия и в самой трактовке величины эрозионного среза.

Вызывает удивление, что даже тогда, когда эммонсовская схема уже окончательно провалилась, в одном из курсов рудных месторождений, вышедших из печати в 1950 г., содержится утверждение, что все металлогенические провинции в принципе одинаковы, а наблюдаемые между ними различия объясняются лишь различной глубиной эрозионного среза.

Несостоятельность попыток объяснения наблюдаемых различий между металлогеническими провинциями одной лишь глубиной эрозионного среза заставила сторонников этой точки зрения привлечь дополнительный фактор в виде представления о металлогенических эпохах. Предполагалось, что в определенные геологические эпохи вследствие каких-то причин в целом ряде металлогенических провинций, иногда даже достаточно удаленных друг от друга, проявляется определенного типа эндогенная минерализация,

чем и объясняются наблюдаемые отклонения от схемы Эммонса. В этой трактовке некоторые месторождения Советского Союза оказывались производными не определенной металлогенической провинции, а определенной металлогенической эпохи, так как примерно в это же время подобная минерализация проявилась в целом ряде других металлогенических провинций — в Северной Америке, Западной Европе и т. д.

Однако и этот дополнительный фактор не смог объяснить всего разнообразия металлогенических провинций. Казался неизбежным вывод о том, что в разных металлогенических провинциях как-будто сходные между собой интрузии обладают различной рудоносностью: в одних случаях с ними оказывается связанный золотая минерализация, в других — вольфрамовая, в третьих — свинцово-цинковая и т. д. На смену батолитовой концепции Эммонса приходило представление о специализированных интрузиях, которое безусловно являлось прогрессивным, так как неизбежно влекло за собой постановку вопроса о последовательности смены одних интрузий другими и о причинах такой последовательности, т. е. представление о каком-то закономерном и определенным образом направленном развитии интрузивной деятельности и эндогенной минерализации. Может быть, именно в силу этого данное направление не получило дальнейшего развития в зарубежных странах и вылилось лишь в формалистические попытки Баддингтона, Гроута и др. увязать характер минерализации с определенными петрографическими разностями интрузивных пород. Это направление оказалось бесперспективным.

Выход из тупика эммонсовских представлений некоторые геологи пытались найти в совершенно ином направлении. Они особенно подчеркивали унаследованность многих черт эндогенной минерализации в каждой отдельной металлогенической провинции и отмечали, что есть провинции специфически золотоносные, в которых в самые различные металлогенические эпохи проявляется преимущественно золотая минерализация, есть провинции меденоносные, в которых проявляется преимущественно медная минерализация, и т. д. Эти различия между металлогеническими провинциями объяснялись исходным неравномерным распределением различных металлов в период формирования первичной земной коры. Особенно широкое отражение эти взгляды нашли в докладах на XVII сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в Москве в 1937 г. Но эти представления были бессильны объяснить появление в тех же самых металлогенических провинциях эндогенной минерализации совершенно иного рода. Казалось, что ортодоксальная магматогенная теория эндогенного минералообразования зашла в тупик, и среди зарубежных геологов началась массовый отход от нее. Эта тенденция стала настолько сильной, что захватила и некоторых советских геологов.

Отход от магматогенной теории эндогенного минералообразования происходил по двум линиям: по линии признания первен-

ствующей роли сверхглубинных разломов и по линии признания решающей роли вмещающих пород. Первая тенденция нашла свое отражение в известных построениях ультратектонистов, которые считали, что эндогенная минерализация совершенно не связана с магматической деятельностью и корни ее находятся в субмагматических глубинах (примерно возврат к взглядам Декарта половины XVII в.). Сверхглубинные разломы дают выход рудным эманациям, и проявления той или иной рудоносности всецело регулируются «всесильной тектонической машиной». Поскольку первоисточник эндогенной минерализации находится на глубинах, недоступных нашему познанию, по мнению ультратектонистов, бесполезно стремиться познать причины эндогенной минерализации. Совершенно естественно, что это крайнее направление не получило ни дальнейшего развития, ни сколько-нибудь широкого признания.

Другое направление отхода от позиций Эммонса искало первоисточник эндогенной минерализаций в породах, вмещающих оруденение. Однако в представлениях о форме связи эндогенной минерализации с вмещающими породами были довольно значительные различия. Одни исследователи вернулись к старой латераль-секреционной гипотезе, сторонники которой безуспешно пытались в течение полутора веков завоевать сколько-нибудь прочное положение. Они считали, что горячие воды либо магматического, либо даже поверхностного происхождения, но, сильно нагретые в результате глубинной циркуляции, обогащают свой полезный груз благодаря выщелачиванию вмещающих пород и тот или иной состав эндогенных минеральных месторождений определяется тем, сквозь какие породы эти воды просачивались с глубины. Таким образом, объяснения различий и особенностей металлогенических провинций необходимо искать, по мнению этих исследователей, не в особенностях развития магматизма, а в особенности развития осадочных пород. Другие исследователи, берущие за основу эндогенной минерализации вмещающие породы, рисуют более сложную картину. По их мнению, магма приобретает определенные черты рудоносности лишь в результате ассилияции ею тех или иных вмещающих пород. В одних случаях при этом происходит металлогеническое обогащение магмы теми или иными рудными компонентами, в других случаях магма обогащается летучими компонентами, придающими ей способность выделять заключенные в ней металлы в составе гидротермальных растворов, наконец, в третьих случаях в результате ассилияции магма меняет свой состав и приобретает способность удерживать в себе одни рудные компоненты и выделять в составе гидротерм другие. Но во всех этих вариантах та или иная рудоносность магмы всецело определяется «всесильной машиной ассилияции», и именно от развития процессов ассилияции и характера ассилируемых пород и зависит характер и все особенности данной металлогенической провинции.

Так, по мнению П. Н. Кропоткина, основные магмы наиболее богаты металлическими компонентами, но, будучи бедны кремне-

кислотой, не обладают способностью выделять из себя эти рудные компоненты в форме гидротермальных растворов. Наоборот, кислые магмы обладают этой способностью в высокой степени, благодаря своему богатству как кремнекислотой, так и водой. Но они бедны металлическими компонентами. Наилучшими условиями проявления эндогенной минерализации являются совместное развитие более ранних основных пород (либо интрузивных, либо эфузивных) и более поздних гранитоидов и широко проявленные процессы ассилияции основных пород кислыми. В результате этой ассилияции гранитная магма обогащается рудными компонентами и, так сказать, оплодотворяет ими свои гидротермы.

Воззрения А. П. Никольского относятся лишь к происхождению оловоносных гранитных магм. Совершенно правильно отмечая, что обычно оловоносные гранитные магмы наиболее часто бывают приурочены в областям широкого развития глинистых сланцев, Никольский слишком просто трактует эту взаимосвязь. Он считает, что гранитная магма непосредственно обогащается оловом при ассилияции глинистых сланцев и в результате этого становится оловоносной. Ответить же более определенно на вопрос о том, на каких же глубинах происходит эта ассилияция, Никольский затрудняется, так как в некоторых случаях оказывается, что глинистые сланцы залегают лишь на незначительных глубинах, подстилаясь породами иного литологического состава. Поэтому, по мнению А. П. Никольского, оловоносные металлогенические провинции возникают лишь в областях значительного развития глинистых сланцев, более ранних, чем гранитные интрузии.

Наиболее полное развитие подобные взгляды получили в представлениях Х. М. Абдуллаева. Он считает, что всякая гранитная магма является потенциально рудоносной, но сама по себе она бессильна эту рудоносность реализовать в форме образования промышленных рудных месторождений. Эта способность к рудообразованию приобретается магмой лишь в результате ассилияции вмещающих пород, которые, с одной стороны, обогащают магму летучими компонентами, с другой стороны, иногда производят металлогеническое обогащение магмы рудными компонентами и, наконец, предопределяют, какие из рудных компонентов должны сохраниться в образующейся интрузивной породе и какие должны войти в состав гидротермальных растворов.

Всякая исходная магма неизменно является кислой. В результате алюмосиликатной ассилияции она не меняет существенно свой состав. В результате карбонатной или железо-магнезиальной ассилияции магма меняет свой состав в сторону менее кислых гранитоидов (гранодиориты, сиениты, монцониты и др.). Соответственно этому различаются два ряда гранитных интрузий и отвечающих им рудных месторождений: неконтаминированный (вернее, контаминированный алюмосиликатным материалом) и контаминированный, и все известные рудные месторождения Абдуллаев распределяет между этими двумя рядами. В остальном взгляды

Абдуллаева не разнятся сколько-нибудь существенно от взглядов Эммонса. Гранитные интрузии у него всегда батолиты — это единственный возможный тип рудоносных интрузий. Рудоносность батолита является универсальной, т. е. он может дать месторождения любых металлов, но лишь реализация этой способности определяется ассилиацией вмещающих пород. Зональность вокруг батолита является, как и у Эммонса, чисто пространственной, т. е. гидротермальные растворы по мере удаления от батолита в области все более низких давлений и температур постепенно сбрасывают свой полезный груз.

Таким образом, тот или иной характер рудоносности в каждой данной металлогенической провинции определяется не характером интрузивных пород, которые во всех случаях более или менее одинаковы, а лишь характером осадочных пород и развитием процессов их ассилияции гранитной магмой: при этом меняется и состав самих гранитоидов и определяются черты их рудоносности. При направлении поисковых работ на те или иные полезные ископаемые необходимо, по мнению Абдуллаева, руководствоваться прежде всего характером осадочных пород, учитывая в то же время степень развития процессов ассилияции.

Третья группа представителей направления, признающего решающую роль вмещающих пород, пытается увязать процессы эндогенной минерализации с явлениями гранитизации. Наиболее полное выражение это направление получило в работе Сулливана. Он считает, что гранитизирующие растворы выносят из вмещающих пород многие рудные компоненты, создавая тем самым гидротермальные рудные растворы. В состав возникающих метасоматических гранитов могут войти те металлы, которые имеют близкие ионные радиусы к главнейшим пордообразующим элементам гранита, остальные выделяются в гидротермальный раствор. Взгляды Сулливана содержат столько натяжек и во многих случаях настолько идут вразрез с фактическим материалом, что они вызвали ряд существенных возражений даже за рубежом.

Ограничившись этим кратким обзором различных точек зрения на причины возникновения металлогенических провинций и факторы, определяющие тот или иной их характер, мы пока не будем входить в критику этих взглядов и остановимся на ней лишь после того, как разберем взгляды металлогенической школы, созданной во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ). Отметим лишь, что ни одно из разнообразных направлений не могло не только полностью, но даже в какой-нибудь части решить проблему металлогенических провинций и металлогенических эпох.

Сравнительно недавно во ВСЕГЕИ были начаты систематические работы в этом направлении. Коллектив научных работников, взявшийся за разработку этой проблемы, пришел к ряду интересных выводов в отношении причин возникновения и характера развития металлогенических провинций, их особенностей, их внутрен-

ней структуры и т. д. Благодаря этим выводам были разработаны в первом приближении общие принципы регионального металлогенического анализа, которые позволяют чисто аналитически, на основе знания геологического строения того или иного района, не только подходить к оценке его промышленных перспектив по тем или иным металлам, но и выделять внутри него определенные структурные зоны, наиболее перспективные по каждому из этих металлов. Практическая реализация сделанных на основе такого анализа рекомендаций по направлению поисковых работ привела к открытию новых рудных месторождений и рудоносных районов. Остановимся на рассмотрении как исходных позиций, положенных в основу этих работ, так и тех выводов, которые были получены в их результате. В основу работ были положены следующие главнейшие представления.

Процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных и, в частности, рудных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. В своем историческом развитии они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами того же процесса, т. е. осадконакоплением, тектоническими движениями (развитием структур), магматической деятельностью и метаморфизмом. Процессы минерализации могут и должны изучаться лишь в своем историческом развитии и в теснейшей взаимосвязи со всеми другими сторонами процесса геологического развития земной коры.

В соответствии с двумя основными группами геологических процессов, ведущих к возникновению минеральных месторождений, а именно процессами глубинного происхождения, или эндогенными, и процессами поверхностными, или экзогенными, целесообразно разделение металлогенической науки на два крупных раздела — учение об эндогенной металлогенезе и учение об экзогенной металлогенезе. Но, так как и эндогенная и экзогенная минерализации отражают лишь различные стороны единого процесса геологического развития земной коры, эти два раздела учения о металлогенезе теснейшим образом взаимосвязаны между собой.

В настоящее время является общепризнанным, что на современном этапе развития земной коры в пределах ее континентального блока выделяются лишь два основных типа крупных структурных элементов — платформы и подвижные пояса, которые могут проходить различные стадии своего геологического развития. Процессы эндогенной минерализации наиболее длительны, интенсивны и разнообразны в пределах подвижных поясов земной коры, где, благодаря этому, сосредоточена подавляющая масса эндогенных минеральных месторождений. В пределах платформ, хотя в определенные этапы их развития эндогенная минерализация и проявленна достаточно интенсивно, но подобные этапы проявляются очень спорадически и сама минерализация является значительно более однообразной. Поэтому выяснение взаимосвязи процессов эндогенной минерализации с общим ходом геологии

ческого развития земной коры следует начинать именно с исследования эндогенной минерализации подвижных поясов.

С целью выяснения этой взаимосвязи было произведено в первом приближении структурно-металлогеническое районирование значительной части территории СССР. Охваченная исследованием территория была разбита на ряд крупных геологических регионов или провинций, внутри которых были выделены более мелкие структурно-металлогенические районы, сколько-нибудь заметно различающиеся между собой по истории геологического развития и комплексу эндогенных минеральных месторождений. Для 30 подобных районов был произведен анализ эндогенной минерализации, который естественно распался на пять последовательных этапов.

1. Прежде всего была сделана попытка сгруппировать известные эндогенные минеральные месторождения каждого района в естественные природные сообщества, объединенные общностью родоначального магматического очага, общностью рудоконтролирующей структуры, близостью времени формирования, приуроченностью примерно к одному этапу в геологическом развитии района и т. д. Такие природные сообщества рудных или минеральных месторождений были обозначены как рудные или минеральные комплексы.

2. Аналогичным образом интрузивные породы каждого района, связанные между собой общностью происхождения из одного родоначального магматического очага, но иногда по составу достаточно различные между собой, были сгруппированы в подобные же природные сообщества или интрузивные комплексы.

3. Установление генетической связи каждого минерального комплекса с тем или иным интрузивным комплексом не всегда было легкой задачей, особенно если это приходилось делать лишь на основании литературных данных. Возможно, что в единичных случаях при этом были допущены и ошибки, но, как увидим ниже, есть веские основания полагать, что в подавляющем большинстве случаев такая связь была установлена правильно.

4. Следующей задачей являлось установление возрастной последовательности интрузивных и отвечающих им минеральных комплексов, что позволило проследить изменение во времени характера эндогенной минерализации каждого отдельного района. Для удобства эта последовательность была отражена в специальных таблицах (по районам), где было взято на учет свыше 250 минеральных и интрузивных комплексов.

5. Наконец, последней задачей в части систематизации фактического материала была корреляция как отдельных этапов, так и общего хода геологического развития каждого района с развитием в нем процессов эндогенной минерализации.

Таким образом, примененный при этом исторический подход к исследованию проблемы металлогенических провинций был резко отличен от применявшегося ранее регистрационного под-

хода. Сопоставление между собой составленных таким образом таблиц эндогенной минерализации по районам позволило сделать ряд весьма существенных общих выводов, которые в дальнейшем и были положены в основу регионального металлогенического анализа.

1) Прежде всего оказалось, что в различных районах встречаются сходные минеральные комплексы, т. е. включающие если и не идентичные, то во всяком случае достаточно близкие ассоциации эндогенных минеральных месторождений, несмотря даже на значительную удаленность таких районов друг от друга и иногда довольно значительные различия в геологическом возрасте.

2) Аналогичным образом интрузивные комплексы различных районов и различного геологического возраста оказались сходными по ассоциации входящих в них интрузивных пород.

3) Сходные между собой минеральные комплексы оказались связанными в различных районах со сходными же интрузивными комплексами. Это чрезвычайно важное обстоятельство говорит о наличии генетической связи между эндогенной минерализацией и интрузивными породами, иначе для разных районов, исследованных независимо один от другого, не могло бы получиться столь четко выраженной общей закономерности. Оно также подтверждает известное положение С. С. Смирнова о наличии интрузивных (или магматических) комплексов со специализированной рудносностью. И, наконец, оно свидетельствует о том, что установление генетической связи эндогенных минеральных комплексов с интрузивными в разных районах было произведено в основном правильно. Правда, в единичных случаях на основе выявившихся общих закономерностей пришлось внести некоторые корректировки в первоначально наметившиеся зависимости, когда они были сомнительны.

Все же при этом сопоставлении наметились некоторые, подчиненного значения различия как в характере самих минеральных месторождений, так и в составе отвечающих им интрузивных комплексов для разных районов. Повидимому, в одних случаях эти различия составляют чисто пространственную, локальную особенность каждого отдельного региона или района, в других случаях должны быть отнесены за счет различий геологического возраста, и в третьих случаях — за счет различной глубины эрозионного среза.

4) Выяснилось, что различного характера интрузивные и отвечающие им минеральные комплексы сменяют друг друга во времени в некоторой определенной последовательности, более или менее одинаковой в условиях различного геологического возраста, и в достаточно удаленных друг от друга регионах. Конкретная последовательность минеральных и интрузивных комплексов в отдельных регионах несколько варьирует, отклоняясь от этой средней схемы в ту или иную сторону. Обычно эти отклонения выражаются в выпадении одних комплексов, в двукратном, реже

многократном проявлении других. Несколько реже меняется нормальная последовательность смежных по возрасту минеральных и интрузивных комплексов. Более или менее одинаковая последовательность минеральных и интрузивных комплексов позволила разработать схему нормальной или наиболее обычной последовательности их во времени.

5) При попытках корреляции на основе этой схемы таблиц отдельных этапов эндогенной минерализации по районам с теми или иными этапами в геологическом развитии соответствующих подвижных зон оказалось, что сходные этапы эндогенной минерализации и интрузивной деятельности отвечают сходным же этапам геологического развития соответствующих подвижных поясов, несмотря на различия геологического возраста и пространственного положения. Таким образом схема нормальной возрастной последовательности минеральных и интрузивных комплексов имеет значительно более глубокий смысл и является тесно увязанной с общим ходом геологического развития соответствующих подвижных зон. Другими словами, она представляет собой не только схему нормального распределения эндогенной минерализации во времени, но и схему распределения ее в ходе геологического развития подвижных поясов земной коры. Благодаря этому оказалось возможным на основании этой схемы, по признаку изменения вещественного состава эндогенной минерализации и интрузивных пород, расчленить процесс эндогенной минерализации подвижных поясов, а вместе с тем и процесс их геологического развития на целый ряд последовательных этапов, очень хорошо совпадающих с теми этапами, которые могут быть намечены на основе любых других геологических процессов (осадконакопление, тектогенез и др.).

Таким образом, в результате обобщения большого фактического материала по эндогенной минерализации значительной части территории Советского Союза удалось подтвердить исходное положение о наличии тесной взаимосвязи между развитием эндогенной минерализации, магматизма, тектогенеза и осадконакопления. Схема нормальной последовательности интрузивных и эндогенных минеральных комплексов в ходе геологического развития подвижных поясов земной коры изображена на табл. 1. Прежде чем переходить к ее анализу, ознакомимся в самых сжатых чертах с основными выводами, полученными исследователями упомянутого коллектива ВСЕГЕИ в отношении пространственного распределения различных типов эндогенных минеральных месторождений.

Знание распределения различных типов месторождений во времени, хотя бы и тесно увязанное с общим ходом геологического развития подвижных поясов, не может быть непосредственно использовано при поисковых работах в качестве поискового признака. Такими признаками могли бы быть лишь закономерности пространственного распределения различных типов эндо-

генных месторождений. Поэтому необходимо предварительно перейти от закономерностей распределения месторождений во времени к закономерностям их распределения в пространстве.

Если обратиться к рассмотрению пространственного распределения различных эндогенных минеральных комплексов в пределах конкретных металлогенических провинций, то оказывается, что ни один минеральный комплекс не проявляется на всей площади данной металлогенной провинции. Наоборот, каждый отдельный минеральный комплекс, отвечающий определенному этапу развития эндогенной минерализации подвижного пояса, проявлен с наибольшей интенсивностью лишь в пределах определенных структурных зон. В то же время в пределах всех остальных структурных зон данной металлогенической провинции этот комплекс или отсутствует, или же представлен в очень незначительном развитии. Обычно совместно с месторождениями минерального комплекса в пределах тех же структурных зон наиболее широко развиты те интрузии, с которыми генетически связаны месторождения этого минерального комплекса. Это дает нам право сделать вывод, что формирование структурной зоны как определенной структурной единицы близко совпадало по времени с внедрением отвечающих ей интрузивных пород и образованием рудных месторождений. Другими словами, формирование структуры как таковой, внедрение интрузивных пород и образование рудных месторождений представляют собой лишь различные стороны единого процесса геологического развития структурной зоны, отвечающие при этом поздним, а иногда и конечным этапам ее формирования, которое охватывает длительный период осадконакопления в этой структурной зоне. Каждая такая структурная зона обычно является вместе с тем и структурно-фациальными зонами, так как характеризуется определенными фациальными особенностями осадконакопления.

Таким образом, особенности осадконакопления, структур, магматизма и эндогенной минерализации отличают каждую такую структурную зону от других структурных зон той же области. Подобного рода зоны мы будем в дальнейшем именовать структурно-металлогеническими зонами.

Если обратиться к рассмотрению взаимного расположения последовательно возникающих структурно-металлогенических зон, то можно обнаружить в нем вполне определенные закономерности. Наиболее ранние структурно-металлогенические зоны или во всем процессе развития данного подвижного пояса, или в определенных крупных этапах его нередко бывают приурочены к структурам типа антиклиниориев, которые, как показывает фациальный анализ, закладываются еще в период осадконакопления и в своем структурном развитии опережают структуры типа синклиниориев. К этим наиболее ранним структурно-металлогеническим зонам, естественно, бывают приурочены и наиболее ранние интрузивные и минеральные комплексы.

При дальнейшем развитии и формировании структурно-металлогенических зон региона эти наиболее ранние зоны занимают как бы осевое положение, и именно они предопределяют весь архитектурный план расположения более поздних структурно-металлогенических зон в данном регионе. Непосредственно более поздние структурно-металлогенические зоны формируются на их крыльях, т. е. по обе стороны от наиболее ранней осевой зоны. Еще более молодые структурно-металлогенические зоны смещаются еще дальше в том же направлении, но иногда подчиненного значения структурно-металлогеническая зона возникает и на тыльной стороне предыдущей зоны, т. е. накладываясь на осевую структуру. Наиболее молодые структурно-металлогенические зоны отвечают структурам типа синклиниориев, наиболее поздно заканчивающим свое формирование, или же структурам типа краевых прогибов, в местах соприкосновения складчатых структур подвижного пояса с оконтуривающими его или срединными жесткими массивами.

Было бы ошибкой думать, что длительный процесс геологического развития каждой структурно-металлогенической зоны заканчивается однократным проявлением интрузий и эндогенной минерализации. Рассмотрение конкретных структурно-металлогенических зон показывает, что хотя иногда и встречаются подобные структурно-металлогенические зоны, но они сравнительно редки. Обычно этапы тектогенеза и отвечающие им интрузивные породы и эндогенная минерализация проявляются в структурно-металлогенической зоне неоднократно, отвечая последовательно все более и более поздним интрузивным и минеральным комплексам и значительно усложняя как структурную, так и петролого-металлогеническую характеристику зоны. Но в большинстве случаев все же можно выделить один или два этапа тектогенеза, интрузивной деятельности и минерализации, которые являются в структурно-металлогенической зоне резко преобладающими и придают ей достаточно четкий структурно-металлогенический облик.

Так как в конечные этапы развития каждого подвижного пояса осадконакопление обычно прекращается, наиболее поздние в развитии подвижного пояса структурно-металлогенические зоны уже не являются структурно-фациальными зонами, но нередко бывают приурочены к зонам крупных разрывных нарушений. Скорее всего, это естественно, что эти наиболее поздние структурно-металлогенические зоны располагаются менее закономерно относительно более ранних и могут, как накладываться на них, так и пересекать их.

Все приведенные данные о взаимном расположении структурно-металлогенических зон являются, конечно, лишь очень грубой схемой, отражающей только основные тенденции в пространственном распределении последовательно возникающих структурно-металлогенических зон. В природе все это нередко усложняется, несколько видоизменяется, но основной смысл этих закономерностей заключается в том, что взаимное расположение последо-

вательно возникающих структурно-металлогенических зон подчинено в каждом данном регионе (подвижном поясе) определенному архитектурному плану, который довольно хорошо выдерживается на всей территории региона. При этом каждой более поздней структурно-металлогенической зоне отвечает соответственно более поздний интрузивный и минеральный комплекс. Одновременно возникающим, но хотя бы и пространственно разобщенным структурно-металлогеническим зонам отвечают сходные интрузивные и рудные комплексы. Зная общий архитектурный план расположения структурно-металлогенических зон в регионе, зная совокупность характерных для него интрузивных и минеральных комплексов и их возрастную последовательность, можно положить эти данные в основу регионального металлогенического анализа каждого региона.

Производство регионального металлогенического анализа имеет две стороны — практическую и познавательную. Практическая сторона регионального металлогенического анализа заключается в том, что мы выделяем те или иные территории, начиная от крупных регионов и кончая самыми мелкими участками и локальными структурами, наиболее перспективные для поисков тех или иных полезных ископаемых, повышая тем самым эффективность поисковых и разведочных работ. Познавательная сторона регионального металлогенического анализа заключается в выяснении закономерностей распределения минеральных месторождений в пределах анализируемых территорий, а вместе с тем и общих закономерностей распределения и образования минеральных месторождений в земной коре, причин и условий возникновения металлогенических провинций и т. д.

Методика производства регионального металлогенического анализа, его общие принципы, те исходные позиции, с точки зрения которых он мог бы быть выполнен, до самого последнего времени оставались совершенно неразработанными, и некоторыми геологами еще недавно высказывались сомнения в возможности решения проблемы аналитическим путем. Тот прием, которым обычно подменяли региональный металлогенический анализ, заключался в раздельном изучении минеральных месторождений, интрузивных пород и структур исследуемого региона или района и сопоставления результатов такого изучения при помощи геологической карты. При этом обычно удавалось установить некоторые геологические закономерности распределения минеральных месторождений на исследованной территории, но это были лишь частные (отдельные) закономерности, которые, к тому же, кое-что давали для объяснения уже известного распределения минеральных месторождений, но крайне мало давали в части дальнейших прогнозов и предсказания новых рудоносных районов, участков, структур. О систематическом же и полном металлогеническом анализе сколько-нибудь значительной территории не могло быть и речи.

В настоящее время можно считать, что общие принципы регионального металлогенического анализа разработаны, хотя и не до конца, но во всяком случае в такой степени, что позволяют в первом приближении подходить, с одной стороны, к оценке целых металлогенических провинций, расшифровке их структуры и выделению внутри них наиболее перспективных структурно-металлогенических зон, с другой стороны, — к вопросу о причинах возникновения металлогенических провинций, их главнейших особенностей и их различий между собой.

II. СХЕМА РАЗВИТИЯ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Известно, что подвижные пояса земной коры первоначально закладываются и развиваются как геосинклинальные зоны. Раньше считалось, что более молодые геосинклинальные зоны представляют не что иное, как остатки более древних и значительно более обширных геосинклинальных зон, которые в результате процессов складчатости постепенно замыкаются, сокращаясь в своей ширине. В настоящее время в советской геологической науке более распространена та точка зрения, что каждая новая геосинклинальная зона закладывается вновь, т. е. представляет собой самостоятельное образование, а не реликт более ранней геосинклинали. Н. М. Страхов считает, что можно проследить развитие геосинклинали лишь с некоторого определенного момента, который мы считаем моментом ее заложения, но обычно остается неясным, какой режим существовал в данном участке земной коры до заложения геосинклинали.

Испытав очень длительный и очень сложный процесс развития, геосинклинальная зона в конце концов в результате процессов складчатости осушается или, как говорят, замыкается, и превращается в складчатый пояс, который продолжает испытывать процесс дальнейшего геологического развития вплоть до состояния, близкого к платформенному. Таким образом, в развитии подвижного пояса намечаются два крупных этапа — геосинклинальный этап и этап складчатого пояса. Но, так как окончательное превращение геосинклинали в складчатый пояс сопровождается интенсивной складчатостью, крупными интрузиями и широким развитием процессов эндогенной минерализации, оказалось целесообразным этот сравнительно короткий этап превращения геосинклинали в складчатый пояс выделить в качестве самостоятельного этапа развития. Таким образом, в развитии подвижных поясов первоначально намечались три этапа: ранние этапы развития подвижного пояса — развитие геосинклинали, средние этапы развития — превращение геосинклинали в складчатый пояс, поздние этапы развития — развитие складчатого пояса.

При дальнейшем исследовании вопроса оказалось, что в середине поздних этапов развития подвижных поясов вещественный состав магматических пород и особенно эндогенной минерализации меняется настолько резко, что при трехчленном делении процесса развития подвижных поясов приходилось всегда раздельно говорить о первой половине поздних этапов, откуда выявилась целесообразность разделения их на поздние и конечные этапы развития. Такое четырехчленное деление и принято в настоящей работе.

Дальнейшее изучение ранних этапов развития подвижных поясов, особенно в сопоставлении со схемой развития осадконакопления Н. М. Страхова, заставило несколько изменить представление о содержании средних этапов развития и поставило вопрос о целесообразности разделения, в свою очередь, ранних этапов развития на начальные и ранние. Однако фактический материал в этом направлении еще недостаточно проработан, и в настоящее время такое разделение представляется несколько преждевременным, но возможно, что в ходе дальнейших исследований окажется целесообразным его ввести. С целью более точного определения содержания отдельных этапов развития подвижных поясов и сопоставления их со схемой развития осадконакопления, по Н. М. Страхову, необходимо обратиться к краткому ознакомлению с этой схемой, тем более, что она имеет первостепенное значение для познания экзогенных минерагенических провинций.

Схема развития осадконакопления по Н. М. Страхову. Н. М. Страхов задался целью исследовать развитие процесса осадконакопления в последокембрийское время в пределах континентального блока земной коры, т. е. за вычетом океанических площадей, пока недоступных нашему познанию. Помимо изучения развития фаций и мощностей, им было изучено изменение общей площади осадконакопления в пределах континентального блока, охватывающего как подвижные пояса, так и платформы. Последнее обстоятельство несколько маскирует закономерности, относящиеся только к подвижным поясам. Н. М. Страхов подчеркивает, что периоды крупных трансгрессий и регрессий на платформах и в подвижных поясах в последокембрийской истории Земли всегда совпадали, но, благодаря более плоскому рельефу платформ, здесь даже сравнительно незначительные колебательные движения могли приводить к обширным трансгрессиям и регрессиям; в то же время в связи со значительно более резким рельефом геосинклинальных областей в них даже значительные вертикальные колебательные движения не отражались существенно на общей площади осадконакопления. Таким образом, трансгрессии и регрессии платформ лишь подчеркивали те колебательные движения, которые имели место не только на платформах, но одновременно и в геосинклинальных областях.

На известной таблице Н. М. Страхова изображено изменение площадей осадконакопления в пределах континентального блока земной коры в последокембрийский период ее развития. По вертикали в масштабе абсолютного геологического времени размещены геологические периоды, по горизонтали заштрихованные площади выражают площадь осадконакопления в каждый данный момент времени в процентах к общей площади континентального блока. Черные кружки обозначают положение во времени фаз складчатости разной силы.

Из анализа этой таблицы Н. М. Страхов делает следующие выводы. В последокембрийской истории земной коры отчетливо различаются три крупных этапа развития осадконакопления, разделенные между собой резким сокращением общей площади осадконакопления. Каледонский этап охватывает кембрий и силур, варисский этап — девон, карбон и пермь, и альпийский этап — мезозой и кайнозой. В каждом этапе намечается несколько ритмов осадконакопления, или макроволны трансгрессий, когда площади осадконакопления в пределах континентального блока были максимальными. Эти ритмы осадконакопления разделены между собой заметными регрессиями, или периодами сокращения общей площади осадконакопления.

В каледонском этапе осадконакопления отчетливо различаются три крупных ритма. В варисском этапе различаются также три ритма, но третий ритм несколько усложнен, и после него следует еще очень небольшая трансгрессия. Строение альпийского этапа осадконакопления является более сложным, и Н. М. Страхов выделяет здесь около пяти ритмов трансгрессий. Необходимо учитывать, что в это время происходило развитие двух крупнейших подвижных поясов — Средиземноморского и Тихоокеанского, и периоды регрессий и трансгрессий в том и другом не совпадали, чем, вероятно, и обусловлена большая сложность строения альпийского этапа осадконакопления. Некоторое усложнение варисского этапа развития осадконакопления по сравнению с каледонским, скорее всего, обусловлено теми же причинами. Н. М. Страхов подчеркивает, что периоды значительных регрессий очень хорошо совпадают с наиболее значительными фазами складчатости.

Эта схема является эмпирической, отражая лишь фактически известное площадное распространение отложений различного геологического возраста. Каждый крупный этап осадконакопления (каледонский, варисский, альпийский) характеризует развитие подвижных поясов определенного возраста, по окончании развития которых закладываются новые подвижные пояса. Развитие каждого подвижного пояса четко разделяется в этой схеме на три последовательных ритма, разделенных между собой крупными фазами складчатости. Таким образом, в разрезе каждого подвижного пояса имеется как бы три последовательных структурных яруса — нижний, средний и верхний. По завершении третьего

ритма осадконакопления проявляется третья и последняя в развитии подвижного пояса крупная фаза складчатости. Осадконакопление в ходе геологического развития подвижного пояса прекращается или почти прекращается, и из состояния геосинклинали он переходит в состояние складчатого пояса. В последнем продолжаются процессы магматизма и эндогенной минерализации, но по времени своего проявления они уже отвечают развитию осадконакопления в более молодом, вновь закладывающемся подвижном поясе.

Таким образом, третья и последняя крупная фаза складчатости отвечает тому, что было нами определено выше как средние этапы развития подвижного пояса, т. е. этапам перехода геосинклинали в складчатый пояс. Однако более тщательное рассмотрение схемы Страхова и анализ магматизма последовательных ритмов осадконакопления делает целесообразным несколько изменить это определение средних этапов. Совершенно естественно, что формирование каждого из трех структурных ярусов подвижного пояса, отвечающих трем последовательным ритмам осадконакопления, представляет единый процесс, различными сторонами которого являются осадконакопление, формирование структуры осадочных толщ, развитие магматизма и эндогенной минерализации. Ни один из этих частных процессов нельзя отрывать от единого и общего процесса развития структурного яруса. Таким образом, если третью фазу складчатости сопровождающими ее магматизмом и эндогенной минерализацией мы относим к средним этапам развития подвижного пояса, мы неизбежно должны относить туда же и непосредственно предшествующее осадконакопление, т. е. относить к средним этапам развития подвижного пояса не только момент превращения геосинклинали в складчатый пояс, но весь процесс формирования и развития третьего, самого верхнего структурного яруса. Это представляется тем более обоснованным, что с развитием осадконакопления третьего ритма начинает заметно меняться характер магматизма, вещественный состав которого приближается к составу интрузивных пород третьей фазы складчатости.

Для каждого из трех ритмов осадконакопления, отвечающих трем последовательно возникающим структурным ярусам подвижного пояса, характерен свой комплекс пород. Н. М. Страхов рассматривает эти комплексы пород для всего континентального блока, включая и платформы. Если исключить влияние последних, то породам трех ритмов осадконакопления подвижных поясов может быть дана следующая характеристика. Породы первого ритма осадконакопления характеризуются наиболее значительным развитием геосинклинальных вулканогенных фаций, т. е. пород так называемой спилито-кератофировой формаций. С ними генетически связаны яшмы и кремнистые сланцы, нередко с заметно повышенным содержанием железа и марганца. Другим характерным членом разреза в это время являются известняки,

обычно рифовые и вулканогенно-карбонатные толщи. Роль терригенных пород (конгломератов, песчаников, сланцев) в это время различна: иногда они совершенно отсутствуют, иногда присутствуют в заметном, но все же подчиненном количестве. Развитие осадконакопления первого ритма неизбежно и закономерно приводит к последующему развитию процессов складчатости, заканчивающих этот ритм осадконакопления. С этой первой крупной фазой складчатости связаны весьма характерные интрузии с сопровождающей их эндогенной минерализацией. Это интрузии гипербазитов и иногда основных пород в сопровождении комплекса преимущественно магматических месторождений.

Осадконакопление первого ритма и завершающие его складчатость и интрузии усложняют структуру подвижного пояса, но не делают его слишком жестким и неизбежно приводят к развитию осадконакопления второго ритма, протекающего уже в условиях иного тектонического режима. В это время геосинклинальный вулканизм ослабевает и, хотя вулканогенные толщи продолжают формироваться, роль их в стратиграфическом разрезе снижается, иногда весьма значительно, равно как и сопровождающих их кремнистых образований. Роль карбонатных пород варьирует в разных подвижных поясах, но значение терригенных пород явно возрастает в результате возникновения заметных превышений рельефа в связи с первой фазой складчатости. Формирование второго структурного яруса подвижного пояса заканчивается второй крупной фазой складчатости, создающей складчатую структуру осадков второго ритма осадконакопления и значительно усложняющей структуру первого яруса. С этой второй фазой складчатости также связаны крупные интрузии, отличающиеся по составу комплексам широко дифференцированных основных магм — от габбро до плагиогранитов или граносиенитов. С ними связан свой комплекс эндогенных месторождений, преимущественно kontaktово-метасоматических, отчасти жильных.

Вторая крупная фаза складчатости значительно усложняет структуру подвижного пояса, придает ему значительно большую жесткость и создает наиболее значительные во всей истории развития подвижного пояса превышения рельефа. Повышенная жесткость подвижного пояса в этот период создает благоприятные предпосылки для проявления ряда последовательных этапов развития разрывных нарушений, еще более усложняющих складчатую структуру и обычно сопровождаемых малыми, трещинными интрузиями с очень разнообразной эндогенной минерализацией. Обычно жесткость подвижного пояса является еще недостаточной для прекращения геосинклинального режима и подвижной пояс вовлекается в новое погружение, ведущее к развитию третьего ритма осадконакопления. В это время в составе осадочных толщ резко преобладают терригенные образования — песчаники и особенно глинистые сланцы с переменной ролью конгломератов. Роль карбонатных пород, равно как и вулканоген-

ных, резко сокращается. Геосинклинальный вулканизм или прекращается, или проявляется очень спорадически и во времени, и в пространстве, давая лишь незначительные по мощности горизонты вулканогенных образований преимущественно кислого и среднего состава. Длительность третьего ритма осадконакопления и мощность образующихся терригенных толщ бывают очень различными в разных подвижных поясах и целиком зависят от всей предыдущей истории развития подвижного пояса.

Развитие осадконакопления третьего ритма закономерно приводит к третьей крупной фазе складчатости, окончательно осушающей геосинклиналь и превращающей ее в складчатый пояс. С этой фазой складчатости связаны крупнейшие гранитоидные интрузии в сопровождении очень характерного комплекса гидротермальных, пегматитовых и отчасти kontaktово-метасоматических месторождений. Осадконакопление третьего ритма с возникновением мощных терригенных толщ, последующая складчатость, гранитоидные интрузии и сопровождающая их эндогенная минерализация составляют содержание средних этапов развития подвижного пояса.

Поздние и конечные этапы развития подвижного пояса характеризуются преимущественно континентальным и наземно-пресноводным осадконакоплением, незначительным по мощности, в некоторых случаях прерываемым кратковременными и незначительными по площади морскими ингрессиями. В связи с общей консолидацией складчатого пояса последующая роль складчатых нарушений резко сокращается; наоборот, возрастает роль разрывных нарушений. Интрузивная деятельность представлена преимущественно малыми или трещинными интрузиями в сопровождении очень разнообразной и достаточно интенсивной, преимущественно гидротермальной эндогенной минерализации. Постепенное ослабление тектонических движений, обусловливающее в конце концов прекращение магматической деятельности и процессов эндогенной минерализации, приводит подвижный пояс в платформенное состояние.

Такова краткая общая схема геологического развития подвижных поясов. Из нее видно, что осадконакопление, развитие структур, магматизма и эндогенной минерализации теснейшим образом взаимосвязаны и взаимообусловлены и отражают лишь различные стороны единого процесса развития, который протекает строго закономерно. Так как с развитием осадконакопления связан разнообразный комплекс экзогенных месторождений полезных ископаемых, очевидно, что комплексы эндогенных и экзогенных месторождений также тесным образом взаимосвязаны между собой. Этот вопрос мы разберем в конце настоящей работы, а сейчас обратимся к более детальному последовательному рассмотрению тех интрузивных и эндогенных минеральных комплексов, которые могут быть выделены в ходе геологического развития подвижных поясов и последовательность которых отражена в табл. 1.

Таблица 1

СХЕМА РАЗВИТИЯ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

| Этапы развития | Структурное состояние | Преобладающие магмы | Осадконакопление | Нарушенные структуры | Типы магматических тел | Магматические породы | Минеральные месторождения |
|----------------|-----------------------|--|---|--|------------------------|---|---|
| | Молодая платформа | Базальтовая | Размыв. Кора выветривания | | Эффузии | Базальты, Трахибазальты | Ртуть (?) |
| Конечные | Шельф | Гранитоидные дифференциаты базальтовой магмы | Размыв. Кора выветривания наземно-пресноводное, лагунное и континентальное осадконакопление. Наземные вулканогенные толщи | Разрывы Глубокие расколы земной коры и связанные с ними разрывы | | Видимая связь с магматическими породами отсутствует | 1. Свинец—цинк (тип Карагатай) 2. Медь (тип Джезказгана) 3. Флюорит 4. Барит. Витерит |
| | | | | Разрывы | Малые интрузии | Граниты, аляскиты, щелочнограниты, граносиениты, сиениты (габбро-диабазы) или видимая связь с магматическими породами отсутствует | 1. Серебро—cobальт—никель—висмут—мышьяк—(медь) 2. Серебро—свинец—цинк—медь (поздняя группа) 3. Флюорит 4. Барит. Витерит 5. Сидерит. Магнезит 6. Гематит. Марганец |
| Поздний | Складчатый пояс | Андезитовая Гранитная | | Разрывы Разрывы Структуры обрушения Разрывы | | Видимая связь с магматическими породами отсутствует | Ртуть. Сурьма. Мышьяк. (Вольфрам) |
| | | | | Разрывы Структуры отслоения | Эффузии | Анdezиты, липариты, трахиты и др. Кв. монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др. | Золото. Серебро (близповерхностные) Медь. Молибден. Глиноzem (вторичные кварциты) |
| | | | | | Малые интрузии | Диориты, сиенито-диориты, гранодиориты, сиениты, граносиениты (нефелин, сиениты) | Контактово-метасоматические: 1. Магнетит (cobальт) 2. Свинец—цинк (олово) |
| | | | | | | Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, липариты, дациты | 1. Серебро—свинец—цинк (ранняя группа) 2. Мышьяк 3. Олово (сульфид. касситеритовой формации) 4. Вольфрам |

| Этапы развития | Структурное состояние | Преобладающие магмы | Осадконакопление | Нарушенные структуры | Типы магматических тел | Магматические породы | Минеральные месторождения |
|--|-----------------------|---------------------|------------------|--|--|---|---|
| Ранние геосинклинальные складчатые пояса | Гранитная | Размыв | Разрывы | Третья крупная складчатость. Связанные с ней разрывы | Малые интрузии | Диориты, кв. диориты, гранодиориты, гранит-порфиры, лампрофиры и др. | 1. Золото 2. Молибден |
| | | | | Батолиты | Граниты: аляскитовые, лейкократовые, аплитовидные, биотитовые, пегматиты, аплиты | Гидротермальные: 1. Олово, вольфрам, висмут, молибден 2. Флюорит. Пегматиты, грейзены: 1. Мусковит 2. Литий, бериллий, олово, вольфрам, tantal, ниобий | |
| | | | | Батолиты | Гранодиориты, граниты (кв. диориты) | Контактово-метасоматические: 1. Вольфрам 2. Молибден Гидротермальные: 1. Золото, мышьяк, Вольфрам (шеелит) 2. Молибден 3. Медь (свинец, цинк) | |
| | | | | Малые интрузии | Кв. альбит-порфиры, березиты, кв. диориты и др. | Золото | |
| | | | | | Видимая связь с магматическими породами отсутствует | Ртуть, Сурьма, Мышьяк (вольфрам) | |
| | Андезитовая | Размыв | Разрывы | Разрывы структуры обрушения | Эффузии | Андезиты, липариты, трахиты и др. | Золото, Серебро (близповерхностные) |
| | | | | Разрывы, Структуры отслоения | Малые интрузии | Кв. монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры Кв. альбит-порфиры | Медь, Молибден, Глинозем (вторичные кварциты) Колчеданные залежи (частично жильные): 1. Медь, Пирит 2. Серебро—свинец—цинк 3. Золото—Барит |
| | | | | Вторая крупная складчатость. Связанные с ней разрывы | Батолиты. Малые интрузии | 1. Габбро, диориты, тоналиты, плагиограниты. 2. Габбро, монцониты, сиениты, граносиениты, граниты (нефелин, сиениты) | Контактово-метасоматические: 1. Магнетит, Медь 2. (Кобальт, Мышьяк) 3. (Вольфрам, Молибден) Гидротермальные: 1. Золото, Мышьяк, Вольфрам (шеелит) 2. Медь, Молибден |

| Этапы развития | Структурное состояние | Преобладающие магмы | Осадконакопление | Нарушенные структуры | Типы магматических тел | Магматические породы | Минеральные месторождения |
|---------------------|---------------------------------------|---|------------------|---|---|--|---|
| Геосинклиниаль | Базальтовая. Гипербазитовая | Морские терригенно-вулканогенные толщи | Размыв | Первая крупная складчатость. Связанные с ней разрывы | Эффузии. Малые интрузии | Спилиты, порфириты, кератофиры | 1. Медь 2. Железо. Марганец |
| | | | | | Батолиты. Согласные интрузии | Габбро, нориты, аортозиты, диориты и др. | 1. Титаномагнетитовые 2. Медь—никель 3. Медь (вкрапл.) |
| | Геосинклиниаль | Морские вулканоген-но-карбонатные толщи | | | | Серпентиниты, перидотиты, дуниты, пироксениты, габбро | 1. Платина. Платиноиды 2. Хром 3. Титаномагнетит 4. Асбест Гипергенные: 1. Никель 2. Магнезит |
| Начальная платформа | | | | | Эффузии. Малые интрузии | Спилиты. Порфириты. Альбитофиры. Кв. альбитофиры | 1. Медь 2. Железо. Марганец |
| Древняя платформа | Базальтовая. Гипербазитовая. Щелочная | | | 1. Эффузии Силлы 2. Лополиты 3. Трубы. Штоки. Лакколиты | 1. Базальты, диабазы (траппы) 2. Нориты, перидотиты (граниты) и др. 3. Щелочн. перидотиты 4. Нефелин, сиениты 5. Монцониты, сиениты и др. | 1. Магнетит Медь—никель 2. Платина. Хром. Алмазы. Апатит. Титаномагнетит (золото). (Свинец—цинк) | |

1. Начальные и ранние этапы развития

1. Спилито-кератофировый магматический комплекс является наиболее ранним магматическим комплексом в ходе геологического развития подвижных поясов земной коры и вместе с тем наиболее типичным представителем так называемого «геосинклинального вулканизма». Этот комплекс представлен в основном эфузивными и отчасти туfovыми образованиями, но нередко в подчиненном количестве в нем присутствуют и интрузивные образования, представленные малыми близповерхностными интрузиями, представляющими собой по существу отдельные порции тех же самых магм, не достигшие поверхности и разместившиеся на небольшой глубине, обычно среди тех же эфузивных пород.

Резко бросающейся в глаза и хорошо известной особенностью лавовых излияний геосинклинального периода является преобладание среди них пород основного, отчасти среднего состава — различных по структуре диабазов, диабазовых порфириотов, порфириотов и др. в связи с подводным характером излияний, обычно претерпевающих зеленокаменное изменение (спилиты). Иногда в одних структурных зонах подвижного пояса происходят излияния преимущественно диабазового (базальтового) состава, тогда как в других — преимущественно порфиритового (андезитового) состава.

Полевые шпаты в этих породах представлены или основными и средними плагиоклазами, или вторичным (метасоматическим) альбитом. Эти породы связываются непрерывными переходами с более кислыми членами той же серии — альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. Две последние группы пород проявляются в совместном развитии с основными и средними породами, причем количественная роль их в разновозрастных вулканогенных толщах и в различных структурных зонах одной и той же геосинклинальной области может варьировать от заметного преобладания над породами основного и среднего состава до резкого подчинения (и даже полного отсутствия). В большинстве случаев наблюдается общая закономерность, заключающаяся в том, что роль более кислых членов этой серии меньше в более ранние стадии вулканических излияний и несколько повышается к их концу. Тесная ассоциация кислых и основных членов этой серии при наличии постепенных переходов (по химическому составу и петрографическому характеру) убеждает в существовании генетической связи между ними.

Отличительной особенностью кислых членов этой серии является резкое преобладание в них натрия над калием. В значительной мере оно объясняется процессами вторичной альбитизации, но состав интрузивных пород геосинклинальной стадии развития и некоторых эфузивов, избежавших альбитизации, говорит о том, что преобладание натрия над калием (правда, не столь резко выраженное) характерно и для первичного состава

более кислых пород. Породы дацитового и липаритового состава с нормально высоким содержанием калиевого полевого шпата хотя иногда и встречаются в подобных сериях, но играют в них резко подчиненную роль и не могут считаться сколько-нибудь характерными.

Высокое содержание калия не приходится считать противопоказанным для эфузивных пород ранних этапов развития подвижных поясов. В целом ряде районов, характеризующихся широким развитием таких эфузивов, мы встречаем среди них отдельные горизонты, а иногда и целые толщи эфузивных пород повышенной щелочности (трахиты, трахилюпарты и др.), а иногда типичных щелочных (лейцитовые породы) с заметным преобладанием калия над натрием. Сюда относится ортофировый комплекс верхнелудлоусского возраста на восточном склоне Урала, эфузивы Памбакского щелочного комплекса в Закавказье и, может быть, эфузивы Ишимского щелочного комплекса в Казахстане. Правда, в отношении последнего комплекса нет уверенности в том, что его образование относится к геосинклинальной стадии (ранним этапам) развития подвижного пояса. За Памбакским же щелочным комплексом и ортофировым комплексом Урала вновь следуют излияния лав, характерных для ранних этапов развития подвижных поясов. И, если эфузивы Памбакского комплекса имеют небольшую мощность и развиты на незначительной площади, то ортофировый комплекс Урала развит на громадной территории и достигает местами мощности до 800 м. Возникновение эфузивных пород подобного состава в геосинклинальную стадию развития говорит о наличии в ней отдельных частных этапов развития или, может быть, отдельных локальных структурных зон, где эволюция магмы шла не в обычную сторону получения дифференциатов, богатых кремнекислотой и натрием, а в сторону получения богатых калием, но бедных кварцем или бескварцевых пород.

Напомним, что излияния лав спилитовой формации особенно характерны для первого ритма геосинклинального осадконакопления, но в менее значительном развитии они участвуют и во втором ритме осадконакопления, уже после первой крупной фазы складчатости. Это, повидимому, относится как к породам спилито-кератофировой серии, так и к породам, богатым калием, и, может быть, роль последних во втором ритме осадконакопления даже несколько увеличивается.

Подобного рода спилито-кератофировые толщи достаточно широко распространены на территории Советского Союза. К ним относятся мезокайнозойские лавы Малого Кавказа, силурийские, девонские и отчасти нижнекаменноугольные вулканогенные толщи восточного склона Урала, силурийские и девонские вулканогенные толщи Казахстана, кембрийские лавы Тувы и Кузнецкого Алатау и др. Все эти вулканогенные толщи, представляющие собой типичные образования геосинклинального периода, распро-

странены на громадных по площади территориях и составляют десятки процентов, а часто и преобладающую часть мощности стратиграфического разреза.

С эфузивными породами спилито-кератофировой формации нередко бывают тесно связаны пространственно и генетически малые близповерхностные интрузии, представляющие собой не что иное как порции тех же самых магм, не достигшие поверхности и застывшие на некоторой небольшой глубине. Обычно они представлены диабазами габбро-диабазами, диорит-порфиритами, кварцевыми альбитофирами и т. п. и образуют тела согласного или близкого к согласному типа (интрузивные залежи, уплощенные лакколиты), иногда также дайки. Подобные близповерхностные интрузивные тела встречаются во многих эфузивных толщах спилито-кератофировой формации, но иногда они трудно отличимы от эфузивов, тем более, что обычно дислоцированы вместе с ними. К интрузивным комплексам подобного рода могут быть отнесены диабазы Карелии, связанные с протерозойской спилитовой формацией, Джусалинский интрузивный комплекс Северного Казахстана, сходные интрузивные образования южной части Горного Алтая и др.

Со спилито-кератофировой магматической формацией и, в частности, с ее близповерхностными интрузиями бывает связано обычно незначительное или даже убогое медное оруденение, в большинстве случаев не представляющее промышленного интереса. Однако весьма вероятная принадлежность к этой формации крупнейших медных месторождений Верхнего Озера в США (месторождения самородной меди с цеолитами в основных лавах), давших за все время их разработки около 4 млн. т меди, говорит о том, что при благоприятных условиях в связи с этой магматической формацией могут возникать вполне промышленные месторождения.

2. Гипербазитовые интрузии в их типичном развитии обычно следуют за излияниями лав спилито-кератофировой формации и наиболее часто бывают связаны с первой крупной фазой складчатости, которая завершает осадконакопление первого ритма. Таким образом, возникновение гипербазитовых интрузий является неизбежным завершением магматизма первого ритма осадконакопления. В одних случаях образование интрузивных тел гипербазитов связано, повидимому, непосредственно с самими процессами складчатости, в других случаях — с несколько более поздними разрывными нарушениями, представляющими собой, однако, лишь один из этапов в формировании складчатых структур этого периода. Эта оговорка, впрочем, относится не только именно к гипербазитовым интрузиям, но и к значительно более поздним батолитовым гранитоидным интрузиям, связанным с периодами проявления складчатых дислокаций. Изредка гипербазитовые интрузии повторяются в ходе геологического развития подвижного пояса еще раз, как, например, раннекаледонские и

ранневарисские гипербазитовые интрузии Урала. Повидимому, это обусловлено дублированием во времени наиболее ранних этапов развития подвижного пояса. Действительно, каледонский подвижной пояс Урала, не закончив своего развития, был вовлечен в новое погружение в связи с формированием крупнейшего варисского подвижного пояса, охватившего Монголию, Среднюю Азию, Казахстан и восточный склон Урала. Развитие этого нового подвижного пояса также началось с излияния лав спилитовой формации и последующих гипербазитовых интрузий, благодаря чему эти этапы в развитии подвижного пояса Урала оказались повторенными.

В одних регионах гипербазитовые интрузии пользуются довольно широким площадным распространением, как, например, кембрийские гипербазиты Саянского подвижного пояса (Салаир, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Западный и Восточный Саян, Тыва). В других регионах они приурочены к узко локализованным структурным зонам (Казахстан, Малый Кавказ). В Центральном Казахстане очень четко прослеживается, что пояс гипербазитовых интрузий, протягивающийся из Майкаинского района через район Караганды в Чу-Илийские горы, делит территорию Казахстана на две части: северо-западную, которая нормально закончила свое каледонское развитие и где варисские структуры являются лишь наложенными, и юго-восточную, где развиты собственно варисские структуры и проявлены также ранневарисские гипербазитовые интрузии. В Малом Кавказе гипербазитовые интрузии эоценового возраста четко приурочены к узко локализованной Гокчинской надвиговой зоне.

Гипербазитовые интрузии представлены перидотитами, пироксенитами, дунитами, серпентинитами и др., нередко сопровождаясь подчиненным развитием родственных им пород основного и реже среднего или кислого состава (габбро, габбро-диориты, диориты, плагиограниты). В некоторых гипербазитовых комплексах ультраосновные и более кислые породы (габбро, диориты и др.) представлены примерно в равном количестве, или даже ультраосновные породы являются количественно подчиненными. Сюда относится, например, раннекаледонский габбро-перидотитовый комплекс восточного склона Урала.

С гипербазитовыми интрузивными комплексами связана основная масса месторождений платины, хромита, асбеста. С пироксенитами бывают связаны месторождения титаномагнетитов. Интенсивность минерализации, связанной с гипербазитовыми интрузивными комплексами, очень различна в разных металлогенических провинциях, но резко повышенена в тех провинциях, для которых вообще является повышенной роль железа и других металлов его группы (хром, титан, марганец, ванадий и др.) и пониженной роль олова и полиметаллов. Месторождения хромита, хотя и не всегда промышленные, распространены достаточно широко и встречаются в большинстве тех провинций, где развиты

гипербазитовые интрузии. Промышленные месторождения хромита могут быть связаны как с докембрийскими, так равно с палеозойскими и альпийскими гипербазитовыми интрузиями. Таким образом, сколько-нибудь существенных изменений в интенсивности хромитовой минерализации в связи с гипербазитовыми интрузивными комплексами в ходе последокембрийского геологического развития земной коры не замечается.

Месторождения платины в связи с гипербазитовыми интрузивными комплексами подвижных поясов распространены более локально и в пределах СССР развиты главным образом в связи с раннекаледонским габбро-перидотитовым комплексом восточного склона Урала. Со всеми остальными гипербазитовыми комплексами Советского Союза связаны лишь незначительные количества платины и главным образом платиноидов (осмий, осмистый иридий и др.). По предположению В. М. Сергиевского, промышленные месторождения платины правильнее связывать не с гипербазитовыми комплексами, а с комплексами основных пород, в которых в подчиненном развитии принимают участие также и гипербазиты. Подобное предположение представляется вполне вероятным и хорошо согласуется с отсутствием промышленных месторождений платины в связи с большинством собственно гипербазитовых комплексов.

Уральские месторождения платины являются настолько крупными по своим масштабам, что они, естественно, очень сильно влияют на статистические данные о распределении промышленных платиновых месторождений по геологическому возрасту. Если учесть, что во втором крупнейшем районе платиновых месторождений — Южной Африке месторождения платины (платформенного типа) имеют докембрийский возраст и что древний возраст коренных первоисточников предполагается для платиновых россыпей Колумбии, то напрашивается следующий вывод: промышленно платиноносными являются преимущественно докембрийские и палеозойские габбро-перидотитовые интрузивные комплексы.

Месторождения асбеста по степени распространенности занимают промежуточное положение между хромитом и платиной и развиты в ряде преимущественно каледонских провинций Советского Союза. За рубежом известны промышленные месторождения асбеста преимущественно докембрийского и палеозойского возраста. Сколько-нибудь крупных промышленных месторождений асбеста мезозойского и третичного возраста неизвестно.

При сохранении древней коры выветривания на гипербазитах в связи с ними встречаются достаточно крупные и богатые гипертензивные месторождения силикатных никелевых руд. Обычно в них содержится небольшая примесь кобальта. В связи с корой выветривания гипербазитов встречаются также небольшие месторождения магнезита.

В отличие от более поздних крупных интрузий, связанных с последующими периодами складчатости, вслед за гипербазитовы-

ми интрузиями не встречаются малые трещинные интрузии, с которыми была бы связана сколько-нибудь заметная рудоносность. Интрузивные тела гипербазитов нередко пересекаются дайками диабазов или габбро-диабазов, однако последние, скорее всего, представляют собой дайковую свиту тех же самых гипербазитовых интрузий и не обнаруживают сколько-нибудь заметной рудоносности.

3. Комплексы основных интрузий (габбро, нориты, аортозиты) иногда встречаются в самостоятельном развитии, в других случаях сопровождаются дифференциатами ультраосновного состава (габбро-перидотитовый комплекс Урала) или средними и кислыми вплоть до плагиогранитов и граносиенитов. Последнего рода широко дифференцированные интрузивные комплексы сложного состава рассматриваются ниже. Положение комплексов основных интрузий в ходе геологического развития подвижных поясов не вполне ясно, так как известные комплексы этого рода в пределах Советского Союза изучены недостаточно. Если судить по габбро-перидотитовому комплексу Урала, занимающему как бы промежуточное положение, и по некоторому сходству металлогении этих комплексов с металлогенией комплексов гипербазитов, они, скорее всего, являются в возрастном отношении аналогами гипербазитовых комплексов, т. е. бывают связаны с первым крупным периодом складчатости, но проявляются в несколько иной тектонической обстановке, чем гипербазитовые комплексы. Этот вопрос требует дальнейшей проработки и сбора фактического материала.

С комплексами основных интрузий связаны сравнительно немногочисленные типы месторождений. Это в основном месторождения магнетитов, титаномагнетитов, апатит-магнетитовых руд, вкрашенных медных руд (тип Волковского месторождения на Урале), вкрашенность и скопления медно-никелевых сульфидных руд. Однако последний тип месторождений более характерен для платформенных областей. Месторождения медно-никелевых руд иногда содержат также промышленную примесь платины, кобальта, золота и др.

4. Габбро-плагиогранитные и габбро-граносиенитовые интрузивные комплексы обычно образуют крупнейшие интрузивные тела, связанные с периодом второй в развитии подвижного пояса крупной складчатости, следующей за осадконакоплением второго ритма, отделяющим эти комплексы во времени от гипербазитовых комплексов. В этих комплексах можно наметить две линии или два типа дифференциации. В одном случае имеются дифференциаты от габбро через габбро-диориты, тоналиты до плагиогранитов. Такие комплексы могут быть названы габбро-плагиогранитными. По своему вещественному составу они являются довольно близкими аналогами ряда пород диабазы — порфиры — кварцевые альбитофир в спилито-кератофировой формации. В других случаях имеется ас-

социация габбро, габбро-монцонитов, монцонито-диоритов, сиенито-диоритов, сиенитов, граносиенитов, иногда также гранитов, щелочных гранитов и сиенитов, в некоторых случаях нефелиновых или псевдолейцитовых сиенитов. Эти комплексы могут быть названы габбро-граносиенитовыми. Они по своему вещественному составу приближаются к ортофировым эфузивным породам, входящим иногда в состав спилито-кератофировой формации. Таким образом, как в эфузивных, так и в интрузивных породах ранних этапов развития подвижных поясов встречаются две линии дифференциации основной магмы — одна, ведущая к конечным дифференциатам, богатым натрием и кремнекислотой, и другая, ведущая к дифференциатам, богатым калием и несколько обедненным кремнекислотой.

Как в габбро-плагиогранитных, так и в габбро-граносиенитовых комплексах проявляется несколько последовательных интрузивных фаз различного состава. Ранние фазы представлены породами основными (габбро, габбро-нориты), более поздние — последовательно все более кислыми. Между породами отдельных интрузивных фаз разного состава при достаточно тщательных полевых наблюдениях всегда удается установить интрузивные взаимоотношения. Тем самым определяется, что дифференциация магмы происходила на глубине, а не в самом интрузивном теле, а вещественный состав последовательных порций магмы говорит об общем направлении процесса дифференциации от основной магмы к более кислой. Тесная возрастная и пространственная связь между более основными и более кислыми членами подобных комплексов, общие сериальные особенности минералогического, петрохимического и геохимического порядка говорят о тесном генетическом родстве тех и других. Таким образом, гранитоидные породы таких комплексов необходимо рассматривать как гранитоидные дифференциаты основной магмы.

В некоторых случаях габбро-плагиогранитные и габбро-граносиенитовые интрузивные комплексы проявляются раздельно, в других случаях — в совместном развитии, образуя по существу единые интрузивные комплексы. Насколько можно судить по имеющимся данным, габбро-плагиогранитные габбро-граносиенитовые комплексы занимают одинаковое положение в ходе геологического развития подвижных поясов, т. е. связаны со второй крупной складчатостью, но несколько разнятся по тектонической обстановке своего проявления. Габбро-плагиогранитные комплексы проявляются, повидимому, в несколько более лабильной обстановке, при более значительном предшествующем прогибании и более значительном осадконакоплении, при большей дислоцированности этих осадков. Габбро-граносиенитовые комплексы проявляются в менее лабильной обстановке, в условиях несколько большей жесткости, при менее значительном предшествующем прогибании и осадконакоплении и меньшей дислоцированности этих отложений. Даже в пределах одного и того же региона в

пределах структурных зон различной лабильности наблюдаются различия в составе этого комплекса. Так, например, в пределах Рудного Алтая развит хорошо известный ранневарисский Змеиногорский интрузивный комплекс габбро-плагиогранитного состава. Здесь предшествующее ему осадконакопление было достаточно значительным, породы достаточно дислоцированы. На другом борту Зайсанской синклиналии, в пределах Чингизской структурной зоны развит сходный по составу интрузивный комплекс того же возраста. Однако здесь предшествующее осадконакопление было менее значительным, породы дислоцированы слабее и в составе комплекса, помимо плагиогранитов, существенное участие принимают сиениты, граносиениты и др. На территории Советского Союза имеются и другие случаи аналогичного характера. Кроме того, следует вспомнить, что габбро-плагиогранитные комплексы встречаются только в подвижных поясах и при этом в ранние этапы их развития, т. е. в условиях большей лабильности, в то время как габбро-граносиенитовые — также и на платформах, и в конечные этапы развития подвижных поясов, когда они приобретают достаточную степень жесткости. На основании этого первый тип дифференциации основной магмы может быть назван геосинклинальным, второй — платформенным.

Количественные соотношения между основными, средними и кислыми дифференциатами в комплексах того и другого типа колеблются очень сильно. Обычно породы среднего и кислого состава преобладают над основными породами и главные различия между разными комплексами заключаются преимущественно в различной количественной роли средних и кислых пород. В случае присутствия в составе комплекса щелочных пород (нефелиновых сиенитов и др.) их количественная роль бывает очень различной. Степень разнообразия пород в разных комплексах также бывает очень различна. Иногда подобные комплексы, помимо крупных батолитов, дают интрузии небольшого размера, однако неясно, представляют ли они мало эродированные батолитовые интрузии или самостоятельные трещинные малые интрузии.

Комpleксы того и другого состава, повидимому, несколько разнятся по своей рудоносности, но наметившиеся различия еще не проверены на достаточном числе случаев, и потому говорить о них пока преждевременно. Стоит упомянуть, что, по представлениям Д. С. Коржинского, высокий потенциал в интрузивных породах натрия (плагиограниты) или калия (граносиениты) очень существенно влияет на минеральные равновесия и минералогический состав возникающих скарнов.

Минерализация, связанная с габбро-плагиогранитными и габбро-граносиенитовыми комплексами, достаточно широко распространена и достаточно разнообразна. Наибольшее промышленное значение имеют kontaktово-метасоматические (скарновые) месторождения железа, главным образом магнетита, в очень незначительной степени — гематита. Сюда относятся также железоруд-

ные месторождения Урала, как горы Магнитная, Высокая, Благодать. Месторождение горы Магнитной связано с ранневарисским (досреднекаменноугольным) Гумбейско-Магнитогорским интрузивным комплексом, в составе которого преобладают лейкократовые породы (гранодиорты, граносиениты, граниты и др.). Месторождения гор Высокой и Благодати связаны с значительно более ранним, досреднедевонским Тагило-Кушвинским комплексом, представленным габбро, сиенитами, отчасти нефелиновыми сиенитами, обнаруженными сравнительно недавно. В этом повторении на Урале комплексов близкого состава и со сходной минерализацией оказывается то же дублирование ранних этапов развития Уральского подвижного пояса, о котором говорилось выше, в связи с гипербазитами.

Высокое промышленное значение имеют контактово-метасоматические месторождения меди, прекрасным примером которых могут служить месторождения Туринских медных рудников на Урале. Иногда встречаются также контактово-метасоматические месторождения мышьяка, изредка кобальта, свинца, цинка и даже золота, нередко встречается примесь шеелита и молибденита.

Наряду с контактово-метасоматическими месторождениями в связи с этими комплексами встречаются и гидротермальные жильные месторождения, имеющие в целом меньшее промышленное значение, чем контактово-метасоматические. Это преимущественно высокотемпературные или переходные от высокотемпературных к среднетемпературным жильные месторождения золота, меди, шеелита, молибдена. В целом для металлогенеза этих комплексов ассоциация магнетита, меди, золота, шеелита и молибденита является очень характерной и прослеживается в очень многих металлогенических провинциях.

К числу подобных интрузивных комплексов в пределах Советского Союза, помимо уже упоминавшихся Тагило-Кушвинского, Туринского и Гумбейско-Магнитогорского комплексов восточного склона Урала, относятся: Крык-Кудукский интрузивный комплекс габбро-плагиогранитного состава (Северный Казахстан), связанный с таконской фазой складчатости; ранневарисский Змеиногорский интрузивный комплекс также габбро-плагиогранитного состава (Рудный Алтай); Танну-Ольский комплекс, связанный с таконской фазой складчатости (Тыва); Конгуро-Алангезский интрузивный комплекс миоценового возраста, включающий также нефелиновые сиениты (Закавказье).

При достаточно широком развитии в пределах восточного склона Урала, Закавказья, Кузнецкого Алатау и других регионов серии месторождений, характерных для подобных интрузивных комплексов, интенсивность рудоносности отдельных комплексов и роль в них отдельных членов характерной для этих комплексов металлогенической ассоциации заметно колеблются. Прежде всего обращает на себя внимание, что наиболее крупные, наиболее глубоко эродированные батолиты обладают наименьшей ру-

доносностью. Сюда могут быть отнесены Крык-Кудукский интрузивный комплекс Северного Казахстана и Змеиногорский комплекс Рудного Алтая. Наоборот, значительно менее глубинные, а иногда, повидимому, даже близповерхностные интрузии Урала и Закавказья обладают значительно более интенсивной рудоносностью. Необходимо при этом отметить, что представление о той или иной глубине эрозионного среза к однотипным комплексам приложимо более, чем в каком-либо ином случае, так как наблюдаемые различия между совершенно разнотипными комплексами нередко пытаются объяснить различной глубиной эрозионного среза.

Что касается различий в комплексе металлов, характерных для разных регионов в связи с интрузивными комплексами этого типа, то здесь роль глубины эрозионного среза является, вероятно, минимальной. С одной стороны, в определении этого комплекса имеют, вероятно, значение те или иные особенности процесса глубинной дифференциации исходной базальтовой магмы, определяемые в основном тектоническим режимом подвижного пояса. С другой стороны, большую роль должны были играть особенности вещественного состава той глубинной среды, в которой и за счет которой шло формирование и развитие на глубине исходной базальтовой магмы. И, наконец, определенную роль играла геологическая среда, в которой непосредственно происходило рудообразование. Из всех этих факторов глубина эрозионного среза, тектонический режим и определяемые им особенности процесса дифференциации глубинной магмы, характер геологической среды, в которой происходит рудообразование, значительно меняются в ходе геологического развития одного и того же подвижного пояса.

Особенности вещественного состава глубинной базальтовой магмы являются для каждого данного подвижного пояса наиболее устойчивыми во времени, и, вероятно, именно они определяют те относительно устойчивые местные (локальные) особенности каждой металлогенической провинции, которые нередко прослеживаются в целом ряде разновозрастных рудных комплексов. Такие различия в составе минерализации, связанной с габбро-плагиогранитными и габбро-граносиенитовыми комплексами, проявляются достаточно отчетливо. Так, например, на Урале, для которого вообще характерна медь и металлы группы железа, в связи с этими комплексами наиболее интенсивно проявлена медная и магнетитовая минерализация. В Кузнецком Алатау является резко повышенной роль золота. Наоборот, для Закавказья роль золота резко понижена, что характерно и вообще для всего Средиземноморского пояса.

5. Комплекс колчеданных месторождений включает довольно разнообразные их типы. Сюда относятся серно-колчеданные, медно-колчеданные, медно-цинковые, свинцово-цинковые или полиметаллические, баритово-полиметаллические, баритово-золоторудные, баритовые и другие залежи. Некоторые из

подобных залежей сопровождаются небольшими жильными телами — полиметаллическими, кварцево-золоторудными или баритовыми, промышленное значение которых, впрочем, невелико. В некоторых районах, повидимому, к этому же комплексу должны быть отнесены и контактово-метасоматические (скарновые) месторождения свинцово-цинковых руд. Однако, если брать комплекс в целом, то именно колчеданные и баритовые залежи являются для него наиболее характерными и имеют наибольшее промышленное значение.

Пространственно и генетически все эти месторождения обычно связаны с малыми интрузиями кварцевых альбит-порфиров, в некоторых случаях видимая связь с магматическими породами отсутствует. Пространственно колчеданные месторождения часто бывают приурочены к эффузивным толщам среднего и кислого состава. Для Урала А. Н. Заварицкий высказал предположение о наличии генетической связи этих месторождений с теми эффузивами, в которых они локализованы. Для других районов развития подобных месторождений в Советском Союзе этот взгляд не-приложим, так как месторождения оказываются более молодыми, чем интрузивные породы и нарушения, рассекающие вмещающие эффузивные толщи.

На примере изучения Рудного Алтая была высказана точка зрения о том, что существует генетическая связь между рудоносными интрузиями кварцевых альбит-порфиров и габбро-плагиогранитными комплексами типа Змеиногорского интрузивного комплекса на Алтае. Систематизация и обобщение материала по другим районам развития колчеданных месторождений в Советском Союзе показывают, что вряд ли такая точка зрения правильна. Прежде всего, интрузии кварцевых альбит-порфиров и габбро-плагиогранитные комплексы относятся к резко различным глубинам образования и связаны с разными типами тектонических нарушений. Если интрузии кварцевых альбит-порфиров являются типичными образованиями малых или близповерхностных глубин (равно как и генетически с ними связанные колчеданные месторождения), то габбро-плагиогранитные комплексы типа Змеиногорского являются типичными образованиями батолитовых или средних глубин. Интрузии кварцевых альбит-порфиров совершенно отчетливо связаны с разрывными нарушениями, секущими складчатую структуру, габбро-плагиогранитные комплексы — со складчатыми нарушениями. Районы распространения тех и других, а также те структурные зоны, к которым они бывают приурочены, далеко не всегда совпадают. В пределах Рудного Алтая мы имеем развитие Змеиногорского габбро-плагиогранитного комплекса и комплекса кварцевых альбит-порфиров в сопровождении колчеданной минерализации в одном и том же районе. Однако анализ их пространственного распределения показывает, что крупные габбро-плагиогранитные интрузии Змеиногорского комплекса приурочены к осевой части структуры Рудного Алтая, в

общем очень бедной колчеданными месторождениями. Интрузии кварцевых альбит-порфиров и все главнейшие колчеданные месторождения приурочены к четко выраженным двум структурным зонам, располагающимся на северо-восточном и юго-западном крыльях этой структуры. Так как они связаны с отчетливыми разрывными нарушениями, создается впечатление, что осевая часть всей структуры, как наиболее консолидированная, послужила своего рода ядром, по периферии которого развивались эти зоны разрывов.

В Салайре и Центральном Казахстане имеются малые интрузии кварцевых порфиров и альбит-порфиров, с которыми связана колчеданная минерализация, но крупные интрузии габбро-плагиогранитного состава здесь отсутствуют совершенно, и нет никаких оснований предполагать их наличие на глубине. Наоборот, в Северном Казахстане широко развиты каледонские габбро-плагиогранитные интрузии (Крык-Кудукский интрузивный комплекс), а интрузия кварцевых альбит-порфиров и вместе с тем колчеданная минерализация отсутствуют. В пределах восточного склона Урала колчеданные месторождения залегают среди настолько сильно метаморфизованных эффузивных пород (превращенных в кварц-серийтовые сланцы), что невозможно выяснить, имеются ли среди них малые интрузии кварцевых альбит-порфиров. Связь колчеданной минерализации с более крупными интрузиями габбро-плагиогранитного состава здесь явно отсутствует.

Рассмотренных примеров достаточно, чтобы видеть, что габбро-плагиогранитные интрузии и малые интрузии кварцевых альбит-порфиров, сопровождающиеся колчеданной минерализацией, проявляются в общем независимо друг от друга и притом в несколько различной тектонической обстановке. Однако в некоторых регионах после проявления габбро-плагиогранитных интрузий создается тектоническая обстановка, благоприятная для возникновения малых интрузий кварцевых альбит-порфиров и сопровождающих их колчеданных месторождений. Это, конечно, не может служить основанием для того, чтобы рассматривать интрузии кварцевых альбит-порфиров как дериваты крупных габбро-плагиогранитных интрузий. Те и другие представляют совершенно самостоительные интрузивные комплексы различной глубинности, закономерно возникающие один вслед за другим. Тот факт, что интрузии кварцевых альбит-порфиров и колчеданные месторождения, представляющие образования очень небольших глубин или даже близповерхностные, залегают на одном уровне с достаточно глубинными батолитами габбро-плагиогранитного состава, говорит о том, что во времени они разделены периодом достаточно глубокого размыва.

Обращает на себя внимание, что серия колчеданных месторождений достаточно отчетливо разделяется на две группы, которые часто бывают развиты в различных металлогенических провинциях. К одной группе относятся месторождения серно-колчеданные, медно-колчеданные и медно-цинковые (Урал, Саян-

ский подвижной пояс), к другой группе — полиметаллические и баритово-полиметаллические (Рудный Алтай, Салаир). В некоторых металлогенических провинциях (Закавказье, Центральный Казахстан) совместно развиты месторождения той и другой группы, иногда даже в пределах одного и того же рудного поля. Какие именно геологические факторы определяют появление одной или другой группы колчеданных месторождений, пока неясно. Во всяком случае, обращает на себя внимание то обстоятельство, что определенный характер колчеданных месторождений обычно хорошо согласуется с общим железо-медным или олово-полиметаллическим обликом эндогенной минерализации той провинции, где они развиты.

Переходная группа месторождений

В конце ранних этапов развития подвижных поясов проявляются комплексы близповерхностных месторождений, связанные с малыми трещинными интрузиями, с эфузивными породами или же не обнаруживающие видимой связи с магматическими породами. Сюда относятся месторождения «вторичных кварцитов» с вкрапленными медными рудами (тип Коунирада) и высокоглиноземистым сырьем, близповерхностные (эптермальные) золото-серебряные месторождения и низкотемпературные месторождения ртути, сурьмы и мышьяка (реальгар, аурипигмент). Та же серия близповерхностных и низкотемпературных месторождений в некоторых металлогенических провинциях проявляется в значительно более поздние этапы развития подвижных поясов, именно на грани поздних и конечных этапов их развития. Это препятствует тому, чтобы рассматривать данную группу месторождений как характерную для ранних этапов развития и заставляет выделять ее в качестве переходной группы.

Выше уже отмечалось, что первая крупная складчатость, завершающая осадконакопление первого ритма, с которой обычно связаны гипербазитовые интрузии, не придает подвижному поясу достаточной степени жесткости для широкого проявления малых трещинных интрузий. Вторая крупная складчатость, завершающая осадконакопление второго ритма, с которой бывают связаны крупные габбро-плагиогранитные и габбро-граносиенитовые интрузии, придает подвижному поясу на некоторый отрезок времени необходимую для этого жесткость. Вероятно, именно в связи с этим после данной складчатости и сопровождающих ее крупных интрузий, нередко проявляется целый ряд комплексов малых трещинных интрузий и иногда наземных эфузий, с которыми бывает связана существенная эндогенная минерализация. Близкая тектоническая обстановка создается и после проявления третьей крупной складчатости, окончательно превращающей геосинклиналь в складчатый пояс. Для этих этапов развития (поздних и конечных) точно так же характерны малые трещинные интрузии и в некоторые периоды — наземные излияния. Таким об-

разом, именно сходная тектоническая обстановка благоприятствует проявлению серии близповерхностных месторождений как в конце ранних, так и в конце поздних этапов развития подвижных поясов.

Что касается вещественного состава этой минерализации, то сходство его в тот и другой периоды вероятнее всего объясняется связью этой минерализации со сходными магматическими комплексами примерно одного и того же глубинного слоя. Действительно, в конце ранних этапов имеются проявления преимущественно гранитоидных дифференциатов основной магмы, которые непосредственно вслед за этим, в средние этапы развития подвижного пояса, сменяются проявлениями самостоятельных гранитоидных магм. Таким образом, серия близповерхностных месторождений меди, высокоглиноземистого сырья, золота, серебра, ртути, сурьмы, мышьяка проявляется как раз в период смены одних магм другими. Как увидим ниже, совершенно то же положение занимает эта минерализация в конце поздних этапов развития, когда самостоятельные гранитоидные магмы поздних этапов сменяются гранитоидными дифференциатами основной магмы конечных этапов развития.

Низкотемпературные и близповерхностные месторождения конца ранних и конца поздних этапов развития, повидимому, не разнятся между собой, благодаря чему им может быть дана общая характеристика. Возрастная последовательность этих трех комплексов месторождений не всегда ясна, но не исключена возможность, что в разных металлогенических провинциях и в различные этапы развития подвижных поясов она несколько варьирует.

6. Комплекс месторождений вторичных кварцитов, с вкрапленными медными рудами и высокоглиноземистым сырьем всегда проявляется в тесной пространственной и генетической связи с магматическими породами. Обычно это малые близповерхностные или небольших глубин интрузии гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых монцонит-порфиров, гранит-порфиров и др., отчетливо связанных с разрывными нарушениями. Нередко они проявляются в очень тесной пространственной и генетической связи с эфузивными породами. Вкрапленные медные руды обычно приурочены к самим интрузивным породам, превращенным процессами гидротермального изменения во вторичные кварциты. Помимо меди, в этих месторождениях нередкой является незначительная примесь молибденита, в ряде случаев заслуживающая промышленного извлечения. Иногда существует убогая примесь золота, но возможность ее практического использования пока представляется неясной. Вполне вероятно, что крупнейшее мировое месторождение молибденовых руд Кляймакс в штате Колорадо (США) относится к сходному же комплексу, хотя является чисто молибденовым.

Высокоглиноземистые минералы обычно развиваются в том или ином количестве в тех же вторичных кварцитах, которые со-

держат вкрапленные медные руды и образовались за счет самих интрузивных пород. Промышленной концентрации эти минералы достигают лишь в тех кварцитах, которые образуются за счет изменения вмещающих кислых и отчасти средних эфузивов. Высокоглиноземистые минералы бывают представлены андалузитом, корундом, диаспором, дюмортьеритом, алюнитом, каолином и др. Процессы, ведущие к их концентрации, по существующим воззрениям варьируют от высокотемпературных kontaktово-метасоматических (корундо-андалузитовые породы Семиз-Бугу в Центральном Казахстане) через пневматолитовые до гидротермальных и фумарольно-сольфатарных (алунитовые и каолиновые вторичные кварциты). Последние два типа вторичных кварцитов говорят о протекании процесса в близповерхностных условиях.

Возрастные взаимоотношения вторичных кварцитов с близповерхностными золото-серебряными месторождениями в пределах Советского Союза не устанавливаются. В Средней Азии в месторождении Ак-Таш наблюдается наложение более поздней, киноварной минерализации на дюмортьеритовые вторичные кварциты. В некоторых близповерхностных золоторудных месторождениях СССР и США наблюдается превращение вмещающих эфузивных пород во вторичные алюнитовые или каолиновые кварциты, очень сходные с обычными вторичными кварцитами, сопровождающими вкрапленные медные руды, что говорит о близости условий их образования.

Вторичные кварциты в их типичном развитии известны в Центральном Казахстане, Средней Азии и Закавказье. В двух первых металлогенических провинциях они имеют варисский возраст и совершенно четко относятся к поздним этапам развития соответствующих подвижных поясов. В частности, для Центрального Казахстана установлено присутствие в интрузивных породах, сопровождаемых образованием вторичных кварцитов, ксенолитов кислых калиевых гранитов, дающих редкометальную минерализацию и относящихся к средним этапам развития подвижного пояса. В Закавказье вторичные кварциты имеют третичный возраст и относятся к ранним этапам развития подвижного пояса.

Подавляющая масса известных месторождений вторичных кварцитов мира имеет третичный возраст и лишь незначительная часть — варисский.

7. Комплекс близповерхностных золото-серебряных месторождений пользуется особенно широким развитием во внутренней зоне Тихоокеанского металлогенического пояса, проявляясь в западных частях Южной, Центральной и Северной Америки, в Японии, на Филиппинах, в Новой Зеландии. Значительно более скучно месторождения этого типа представлены в пределах Средиземноморского металлогенического пояса (Венгрия, Трансильвания), вообще значительно более бедного месторождениями золота. Возраст месторождений в подавляющем большинстве случаев верхнетретичный, в единичных случаях, может

быть, нижнетретичный или верхнемезозойский. Более древние месторождения этого типа неизвестны.

В большинстве случаев эти месторождения обнаруживают явную пространственную, возрастную и генетическую связь с наземными вулканическими породами преимущественно андезитового, несколько реже — липаритового состава. В некоторых случаях устанавливается связь с трахитами и даже фонолитами (месторождение Криппль-Крик в штате Колорадо). Возрастная связь с вулканическими породами четко устанавливается по пересечению рудными жилами лавовых покровов или потоков и явному перекрытию рудных жил вышележащими потоками или покровами. Часто наблюдается пространственное тяготение рудных жил к жерлам вулканов. В некоторых месторождениях, помимо эфузивных пород, устанавливаются близповерхностные интрузивные породы близкого состава (Комсток в США). В редких случаях минерализация этого типа проявляется вне видимой связи с какими-либо магматическими породами.

В некоторых месторождениях этого типа по пересечению золоторудных кварцевых жил кварц-антимонитовыми жилами можно предполагать, что близповерхностная сурьмяная минерализация является несколько более поздней. Однако вполне вероятно, что относительная возрастная последовательность этих двух типов близповерхностных месторождений в разных металлогенических провинциях не вполне одинакова.

8. Комплекс низкотемпературных месторождений ртути, сурьмы и мышьяка достаточно широко представлен в пределах Советского Союза, но в то время как в одних металлогенических провинциях эти месторождения бесспорно относятся к поздним этапам развития подвижных поясов (восточная часть СССР, Казахстан, Средняя Азия), в других металлогенических провинциях (Закавказье) они завершают ранние этапы развития. Видимая связь с магматическими породами у этих месторождений отсутствует. Возраст минерализации варисский, мезозойский или третичный. Каледонские и тем более докембрийские месторождения этого типа неизвестны ни в СССР, ни за рубежом. Для характеристики особенностей пространственного распределения месторождений этого типа стоит отметить, что в одних металлогенических провинциях (Кавказ, Средняя Азия) эти месторождения образуют самостоятельные структурно-металлогенические зоны, в других же провинциях (Восточное Забайкалье и др.) они проявляются лишь как более поздний этап эндогенной минерализации в структурно-металлогенических зонах других типов.

Этот комплекс месторождений включает все промышленные месторождения ртути и подавляющую часть промышленных месторождений сурьмы. В качестве характерной детали можно отметить присутствие в некоторых сурьмяных месторождениях тонкодисперсного вольфрамита, промышленная ценность которого пока представляется неясной. Месторождения мышьяка, представленные

реальгаром или аурипигментом, почти лишены практического значения в связи с крайне ничтожными запасами руд, хотя нередко достаточно богатых.

2. Средние этапы развития

Выше указывалось, что осадконакопление третьего и последнего ритма в развитии подвижного пояса заметно отличается от осадконакопления первого и второго ритмов резким преобладанием терригенных флишевых фаций с весьма существенной ролью среди них глинистых сланцев. Не менее, если не более резко различается магматизм и эндогенная минерализация средних этапов развития подвижных поясов. В ранние этапы наблюдаются преимущественно основные и ультраосновные интрузии и такие гранитоиды (кислые натровые и повышенной щелочности калиевые), которые, по всем данным, являются производными основных магм, в средние этапы развития резко преобладают нормальные гранитоидные магмы, не обнаруживающие каких-либо признаков генетической связи с основной магмой. Характерный для ранних этапов развития комплекс металлов, представленный платиной, хромом, титаном, железом, никелем, медью, цинком, свинцом, барием, в средние этапы развития почти полностью исчезает и сменяется иным комплексом, крайне слабо представленным в ранние этапы развития и включающим олово, вольфрам, молибден и золото. Такая резкая смена комплекса металлов в средние этапы развития лишний раз подтверждает самостоятельность гранитоидных магм этого периода и отсутствие генетической связи их с основной магмой. Эндогенная минерализация средних этапов связана как с крупными батолитовыми интрузиями, так и с малыми трещинными интрузиями, либо добатолитовыми, либо послебатолитовыми.

9. Комплекс добатолитовых дайковых интрузий. В некоторых металлогенических провинциях с разломами, предшествующими третьей крупной складчатости, связаны протяженные свиты даек, иногда с подчиненным развитием штоков интрузивных пород, сопровождающихся золотой минерализацией. Интрузивные породы по своему первичному составу представлены кварцевыми диоритами, диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и др., но в связи с интенсивными гидротермальными изменениями обычно превращены в породы типа кварцевых альбит-порфиров или березитов. Отдельные свиты даек протягиваются на расстоянии десятков километров, но, в свою очередь, группируются в еще более протяженные полосы длиной иногда в сотни километров с некоторыми перерывами. Протяженность отдельных даек измеряется сотнями метров и километрами при помощи от нескольких метров до нескольких десятков метров. Дайки и штоки этого комплекса являются отчетливо более ранними, чем крупные батолиты калиевых гранитоидов, и в контактной зоне последних подвергаются ороговикованию.

Золоторудные месторождения, связанные с этими малыми интрузиями, представлены кварцевыми жилами и прожилками, локализующимися в самих дайках или иногда во вмещающих их породах. Они дают лестничные жилы, неправильную сеть мелких прожилков, отдельные неправильные гнезда, более или менее выдержаные кварцевые жилы, идущие в середине дайки или по ее зальбандам.

Комплекс рудных минералов представлен в одних случаях свободным золотом, шеелитом, арсенопиритом, пиритом и в более поздних генерациях — антимонитом. Шеелит, арсенопирит и антимонит в некоторых случаях представляют определенный промышленный интерес. В других случаях комплекс рудных минералов представлен лишь свободным золотом и пиритом. В древних (до кембрийских) месторождениях этого типа пиритизация иногда охватывает значительные площади вмещающих пород. В контактовой зоне крупных гранитных батолитов рудные и жильные минералы этих месторождений испытывают kontaktовый метаморфизм. В кварце развиваются иголочки актинолита, в жильных карбонатах — различные силикатные минералы, пирит замещается последовательно пирротином, магнетитом и при наиболее сильном метаморфизме — железистыми силикатами; золото, повидимому, возгоняется и рассеивается в массе вмещающих пород.

Месторождения этого типа известны в протерозойских, палеозойских и мезозойских подвижных поясах, причем во всех случаях они имеют крупное промышленное значение. Это говорит об устойчивости данного типа золотой минерализации во времени и о выдержанности его на глубину, при очень различных глубинах эрозионного среза. Для более значительных глубин, повидимому, более характерна золото-пиритовая рудная ассоциация.

10. Комплекс умеренно кислых гранитоидов, представленных гранодиоритами и нормальными (биотитово-роговообманковыми и биотитовыми) гранитами, отвечает более ранним интрузивным fazам крупных батолитовых интрузий, завершающих третий ритм осадконакопления и связанных с крупной складчатостью, осушающей геосинклиналь и окончательно превращающей ее в складчатый пояс. В некоторых металлогенических провинциях гранодиориты и нормальные граниты отвечают одной и той же интрузивной фазе и связаны взаимными переходами. В других провинциях они являются не вполне одновременными и гранодиориты — всегда несколько более ранними. Однако эндогенная минерализация, связанная с теми и другими, а также тектоническая обстановка их проявления являются настолько сходными, что даже при некоторой их разновременности целесообразно объединение этих пород в один интрузивный комплекс. Что касается несколько более поздних кислых и ультракислых калиевых гранитов, то хотя они и представляют нередко развитие того же интрузивного процесса, но часто связаны с иными тектоническими напряжениями и характеризуются резко отличной эндогенной минерализацией, в

связи с чем они выделяются нами в самостоятельный интрузивный комплекс.

Гранодиориты и нормальные граниты ранних интрузивных фаз этого периода наиболее близко связаны с процессами складчатости и проявляются либо в непосредственной связи со складчатостью, либо вслед за ней. Чаще они образуют крупные, а иногда весьма крупные интрузии батолитового типа, площадь которых во многих случаях измеряется сотнями и тысячами квадратных километров. Иногда они образуют значительно более мелкие интрузивные тела типа штоков, но последние во многих случаях, повидимому, являются лишь отпрысками батолитов.

Минерализация, связанная с комплексом умеренно кислых гранитоидов средних этапов развития, представлена в основном золотом, молибденом, вольфрамом (шеелитом), иногда также мышьяком, медью, цинком, свинцом и др., однако месторождения цинка и свинца относятся сюда не всегда достоверно. Месторождения этого комплекса резко разделяются на две группы: скарновые месторождения и жильные месторождения. Скарновые месторождения возникают в связи с умеренно кислыми гранитоидами в условиях карбонатной среды и образуют достаточно крупные скопления скарново-шеелитовых, несколько реже — скарново-молибденовых руд. Таковы скарновые месторождения Средней Азии, молибдено-вольфрамовые месторождения Северного Кавказа и некоторые другие. Иногда в подобных месторождениях присутствуют в виде примеси олово, золото или мышьяк; в некоторых случаях они достигают невысоких промышленных значений. Таким образом, комплекс полезных ископаемых в этих месторождениях представлен металлами, типичными для самостоятельных гранитоидных магм средних этапов развития подвижных поясов. Для этих месторождений не характерно сколько-нибудь высокое содержание магнетита, меди, кобальта, и известные немногочисленные случаи отнесения к этому комплексу магнетитовых, медных или кобальтовых контактово-метасоматических месторождений в большинстве случаев, вероятно, являются ошибкой: в действительности эти месторождения связаны с габбро-плагиогранитными и габбро-граенитовыми интрузивными комплексами ранних этапов развития.

Среди жильных месторождений этого комплекса наибольшее практическое значение имеют золоторудные месторождения, иногда содержащие в подчиненном количестве мышьяк (арсенопирит) или вольфрам (шеелит). К числу таких месторождений могут быть отнесены золоторудные жилы Кочкарского месторождения на Урале и ряд других. Сравнительно небольшое практическое значение имеют иногда жильные месторождения других металлов — молибденовые, вольфрамовые (шеелитовые), медные (Баян-Аульский район Центрального Казахстана) и др.

Геологический возраст эндогенной минерализации этого комплекса очень различный — от докембрийского до верхнемезозой-

ского. Скарновые месторождения шеелита и молибдена известны преимущественно в связи с варисским и верхнемезозойскими гранитоидными интрузиями и отсутствуют в связи с более древними интрузиями. Роль золоторудных месторождений, наоборот, заметно выше в более древних, докембрийских интрузивных комплексах и снижается в связи с интрузивными комплексами более молодого возраста, когда первенствующая роль в золотой минерализации переходит к разнообразным малым интрузиям.

11. Комплекс кислых и ультракислых гранитов средних этапов развития подвижных поясов проявляется или непосредственно вслед за комплексом умеренно кислых гранитоидов, или через сравнительно незначительный интервал времени, но иногда уже в связи с тектоническими напряжениями другого характера. В некоторых металлогенических провинциях совершенно четко устанавливается, что батолиты кислых и ультракислых гранитов возникают в связи с развитием зон смятия, секущих уже сформированную складчатую структуру. В одних случаях эти зоны смятия являются сравнительно крутыми, в других — достаточно пологими (25 — 30°), представляя собой в последнем случае типичные надвиговые зоны.

Проникновение гранитов вдоль подобных зон смятия, имеющих в некоторых случаях достаточно большую ширину, облегчает возникновение в контактах интрузий зон инъекционных гнейсов, обычно сопровождающихся широко проявленными процессами гранитизации вмещающих пород. Наблюдения показывают, что подвижки вдоль этих зон смятия на протяжении значительного интервала времени развивались одновременно и параллельно с проникновением гранитной магмы. Особенно характерны процессы магматизации и гранитизации вмещающих пород для древних, докембрийских интрузий, но нередко они устанавливаются и для значительно более молодых гранитных интрузий варисского (Мурзинско-Алабашский интрузив на Урале) и мезозойского (кислые гранитные интрузии Восточного Забайкалья) возраста. Именно для этого комплекса гранитов процессы метасоматической гранитизации вмещающих пород являются наиболее характерными.

Пространственное распределение кислых гранитных интрузий в металлогенических провинциях подчинено в общем тому же плану, что и распределение интрузий умеренно кислых гранитоидов, но, благодаря своей связи с зонами смятия, они иногда дают значительно более четко выраженные структурные зоны (Восточное Забайкалье).

Этот комплекс пород представлен биотитовыми, аляскитовыми, лейкократовыми, аплитовидными, пегматоидными гранитами, обычно при значительном развитии аплитов и пегматитов; в отличие от комплекса умеренно кислых гранитоидов, развитие лампрофировых даек не характерно. Апикальные части гранитных куполов нередко подвергаются широким процессам грейзенизации.

В связи с этим интрузивным комплексом можно различать два главнейших типа месторождений: пегматитов и высокотемпературных гидротермальных месторождений преимущественно редких металлов. Пегматиты кислых калиевых гранитов представляют хорошо известный комплекс месторождений. Они являются основным источником получения бериллия и лития, мусковита, керамического сырья, некоторых драгоценных и полудрагоценных камней (изумруд, аквамарин, топаз, турмалин), отчасти tantalа, ниобия, олова. Пегматиты кислых калиевых гранитов пользуются достаточно широким распространением в связи с гранитами самого различного возраста — от нижнеархейских до верхнемезозойских. Пегматиты докембрийского возраста являются основным источником белой слюды и керамического сырья. Протерозойские пегматиты имеют промышленное значение главным образом как первоисточник питания оловянных россыпей (около 7% мировых ресурсов). В отношении бериллия, лития, самоцветов имеют промышленное значение пегматиты самого разнообразного возраста.

Высокотемпературные гидротермальные месторождения этого комплекса охватывают месторождения олова, вольфрама, отчасти молибдена, висмута, фтора (флюорита). Перечисленные металлы дают как самостоятельные месторождения, так и комплексные, в которых вольфрам нередко сочетается в одних случаях с оловом, в других — с молибденом и висмутом. Сочетание олова с молибденом является значительно более редким. В металлогенических провинциях с очень широким развитием комплекса кислых калиевых гранитоидов имеется обычно оловянная или оловянно-вольфрамовая минерализация, в провинциях с меньшим развитием этих гранитов — вольфрамовая или молибдено-вольфрамовая.

Внедрение интрузий калиевых гранитов относится к завершающему моменту осадконакопления третьего ритма, характеризующемуся преимущественно терригенными толщами с большим количеством среди них глинистых сланцев, поэтому они и являются наиболее обычными, наиболее характерными вмещающими породами интрузий кислых калиевых гранитов и сопровождающей их редкометальной минерализации. Это обстоятельство иногда служит поводом к тому, чтобы рассматривать оловянную минерализацию как результат ассиляции гранитами больших масс глинистых сланцев (А. П. Никольский), к чему нет достаточных оснований. В тех случаях, когда накопление терригенных толщ бывает недостаточно мощным, кислые калиевые граниты и сопровождающая их редкометальная минерализация размещаются иногда в породах более раннего структурного яруса, нередко представленного карбонатными породами. В этих случаях редкометальная минерализация как оловянная, так и вольфрамовая представлена иными минералогическими фациями — скарнообразными залежами в карбонатных породах, часто совершенно не связанными с контактами интрузивных тел.

Из других металлов чаще в месторождениях редких металлов встречается мышьяк (арсенопирит). Примесь сульфидов меди, цинка и свинца хотя иногда и встречается, но в общем не характерна. С существенным содержанием этих сульфидов оловянные месторождения относятся уже к сульфидно-касситеритовой формации и являются более поздними, будучи связаны с малыми интрузиями нередко менее кислого состава. Заметная примесь обычных сульфидов встречается в некоторых достаточно крупных вольфрамовых месторождениях Восточного Забайкалья. По аналогии с сульфидно-касситеритовой формацией А. Д. Щеглов высказал предположение о существовании сульфидно-вольфрамитовой формации, несколько более поздней, чем кварцево-вольфрамитовая, и связанной с менее кислыми гранитоидами. Последнее обстоятельство как раз характерно для некоторых месторождений Восточного Забайкалья. Этот очень важный и интересный вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

В месторождениях кварцево-касситеритовой и кварцево-вольфрамитовой формаций арсенопирит иногда достигает значительных концентраций, сульфиды меди, цинка и свинца в подавляющем большинстве случаев не имеют промышленного значения. Такое комплексное медно-оловянное месторождение, как Корнуол в Англии, откуда было добыто около 1 млн. т меди, как справедливо указывал С. С. Смирнов, является буквально уникальным исключением. Молибденит и висмут являются довольно обычной примесью в оловянных и особенно вольфрамовых месторождениях, причем молибденит нередко находится в промышленном содержании в комплексных месторождениях молибдено-вольфрамовых руд. В целом месторождения молибдена для этого комплекса значительно менее характерны, чем месторождения олова и вольфрама.

Флюорит является весьма обычным жильным минералом во многих редкометальных высокотемпературных месторождениях этого комплекса, особенно оловянных и вольфрамовых, однако лишь сравнительно редко он дает промышленные концентрации. Известно очень немного высокотемпературных флюоритовых месторождений этого комплекса, имеющих промышленное значение.

3. Поздние этапы развития

Крупная складчатость, с которой связаны батолитовые комплексы умеренно кислых гранитоидов и кислых и ультракислых калиевых гранитов, завершает осадконакопление третьего ритма, окончательно осушает геосинклиналь и превращает ее в складчатый пояс. В пределах последнего осадконакопление сильно сокращается, а иногда и вовсе прекращается. Морские фации практически отсутствуют, если не считать весьма кратковременных и незначительных по площади морских ингрессий в некоторых металлогенических провинциях. Характерно континентальное и наземно-пресноводное осадконакопление, иногда с достаточно широким

развитием вулканогенных и угленосных фаций. В отличие от вулканизма геосинклинального периода, в поздние этапы развития имеются в основном наземные излияния. Эффузивы представлены нормальными кислыми и средней основности породами типа липаритов, дацитов, иногда андезитов. В более поздние периоды основность эффузивов в целом увеличивается. Для некоторых металлогенических провинций характерно образование мощных толщ наземных эффузивов непосредственно после крупных батолитовых интрузий гранитоидов. Тот факт, что эти лавовые излияния нередко ложатся прямо на эродированную поверхность гранитных батолитов, говорит о том, что между периодами их образования имел место достаточно глубокий размыт.

Роль складчатых дислокаций в поздние этапы развития, в связи с достаточно сильной консолидацией складчатого пояса, резко уменьшается. Наоборот, роль разрывных дислокаций неизменно увеличивается. В связи с этим батолитовые интрузии уступают свое место малым, трещинным интрузиям, нередко застывающим в условиях малых глубин или близ поверхности.

Вещественный состав интрузивных пород и эндогенной минерализации в основном наследуется от средних этапов развития, приобретая в то же время некоторые дополнительные черты: преобладают нормальные гранитоидные магмы, однако, в целом несколько менее кислые, чем соответствующие магмы средних этапов развития. Небольшой размер интрузивных тел и нередко малая глубина их застывания обусловливают широкое развитие гранит-порфировых структур. Кислые граниты и гранит-порфиры встречаются достаточно часто, преобладающими являются породы типа гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, лампрофиров, нередки кварцевые диориты и кварцевые диорит-порфиры. В некоторых интрузивных комплексах встречаются породы с отчетливыми отклонениями в сторону сиенитового состава (граносиениты, сиенито-диориты), очень редко — щелочные граниты и гранит-порфиры.

Ведущими металлами в эндогенной минерализации поздних этапов развития являются золото, молибден и олово (сульфидно-кассiterитовая формация). Непонятно исчезновение вольфрама, столь характерного металла в минерализации средних этапов. Этот пробел будет восполнен, если подтвердится предположение А. Д. Щеглова о существовании сульфидно-вольфрамитовой формации, связанной с малыми интрузиями поздних этапов развития. Как в составе интрузивных пород отмечается появление отклонений в сторону сиенитов, так и в составе минерализации отмечается появление в некоторых комплексах таких не характерных для средних этапов развития металлов, как свинец, цинк, железо, магнетит.

В целом магматизм и эндогенная минерализация поздних этапов по своему вещественному составу достаточно близки к магматизму и эндогенной минерализации средних этапов развития, но проявляются в резко отличной тектонической обстановке.

12. Комплекс послебатолитовых золоторудных месторождений в связи с малыми интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов и их порфировых разностей является весьма характерным для многих металлогенических провинций. Интрузивные тела этого комплекса представляют собой типичные малые интрузии в их самостоятельном развитии. Пресбладающими формами интрузивных тел являются небольшие штоки, приближающиеся к трубообразным телам, и широко развитые дайки. Размеры штоков невелики: обычно сотни метров в поперечнике, реже самые первые километры. Штоки в плане имеют почти круглые или овальные очертания, иногда довольно прихотливые, с целым рядом выступов и заливов. Контакты штоков, когда их удается проследить в естественных обнажениях или в горных выработках, вертикальны или почти вертикальны, что указывает на трубообразный, а не куполообразный характер штоков. Линии истечения в подобных шtokах, когда их удается замерить по расположению кристаллов роговой обманки, также располагаются круто, почти вертикально. Обычно диоритовые штоки располагаются группами, к которым приурочены и участки развития золоторудных жил. Реже встречаются отдельные штоки.

Дайки встречаются в совместном развитии со штоками или без них. Размеры даек невелики: метры по мощности и десятки или сотни метров по простиранию. Реже встречаются дайки более значительных размеров. Они иногда группируются в довольно протяженные свиты, чаще образуют узко локализованные участки, в которых они сильно сгущаются и которые также характеризуются развитием золоторудных жил.

Петрографический состав пород не всегда бывает одинаков. В одних металлогенических провинциях, и это наиболее обычный случай, среди пород штоков и даек характерными и широко развитыми являются роговообманковые кварцевые диориты и диорит-порфиры. Очень редко встречаются основные разности типа роговообманковых габбро-диоритов, возникновение которых, вероятно, обусловлено процессами ассилияции. Иногда присутствуют и более кислые разности, дающие постепенные переходы от кварцевых диорит-порфириров через гранодиорит-порфиры к гранит-порфирам или кварцевым порфирам. Лампрофирсы типа спессартитов нередко образуют постепенные переходы к роговообманковым диоритам и диорит-порфириям. Такой состав интрузивных пород особенно характерен для комплексов, сопровождающихся золотой минерализацией. Для тех комплексов, в которых минерализация носит комплексный золото-молибденовый характер, наиболее обычны породы гранодиоритового состава.

Все породы имеют обычно резко выраженный гипабиссальный облик. Порфировые, гранит-порфировые и порфировидные структуры развиты чрезвычайно широко. В случае зернистых структур на небольшую глубину застывания пород указывают сильно удлиненные формы плагиоклазов и роговых обманок, резкий идиомор-

физм плагиоклаза относительно калиевого полевого шпата и кварца, нередко наличие микрографических прорастаний кварца и калиевого полевого шпата в промежутках между резко идиоморфными кристаллами плагиоклаза и пр.

Диоритовые штоки и участки сгущения даек располагаются в общем случае независимо от гранитоидных батолитов, т. е. иногда в значительном удалении от них на расстоянии, измеряемом многими километрами и десятками километров, иногда на небольшом расстоянии или в других случаях — в краевых частях и на контактах батолитов. Последний случай нередко служит основанием для того, чтобы рассматривать подобные штоки и дайки как жильные фации тех же батолитов. Между тем обычно диориты, участвующие в сложении батолитов, являются более ранними, чем гранитоидные породы.

Расположение диоритовых штоков внутри гранитоидов при наличии в диоритах отчетливых охлажденных контактов, проникновение диоритовых даек в гранитоиды, наличие ксенолитов гранитоидов в диоритах — все это с несомненностью говорит о более позднем возрасте диоритов.

Нередко породы этого комплекса являются гибридными. Повидимому, во многих случаях это связано с проникновением магмы по трубкам взрыва. Иногда наблюдаются переходы гибридных пород в эруптивные брекчии. Брекчирование пород наблюдается также при повторном проникновении поздних и более лейкократовых порций магмы по тем же каналам. Несмотря на значительные размеры большинства интрузивных тел, некоторые из них являются сложными интрузивами. Это относится не только к штокам, но и к дайкам. Многие дайки лампрофиризов образовались в результате многократного проникновения нескольких порций данной магмы по одной и той же трещине с брекчированием более ранних пород.

Золотая минерализация в связи с комплексом малых послебатолитовых интрузий по своему вещественному составу очень близка к золотой минерализации малых добатолитовых интрузий. Здесь также встречаются кварцевые золото-пиритовые и золото-шеелит-арсенопиритовые руды. Последние особенно характерны и в более низкотемпературных генерациях оруденения нередко сопровождаются антимонитом. В большинстве случаев месторождения локализуются в самих диоритовых штоках или в непосредственной близости к ним, а когда интрузивные тела представлены только дайками, — в тесной пространственной связи с последними или в участках их сгущения. В некоторых случаях золоторудные жилы этого типа не обнаруживают видимой связи с интрузивными породами и относить их к данной генетической группе можно по аналогии с другими подобными месторождениями и по их возрастным взаимоотношениям с крупными батолитовыми интрузиями (добатолитовые или послебатолитовые).

Изменения вмещающих пород обычно проявляются в серитизации и карбонатизации, иногда также хлоритизации и частично сульфидизации. В целом они значительно менее интенсивны, чем в сходных добатолитовых месторождениях.

Заметно отличаются по своему вещественному составу комплексные золото-молибденовые месторождения Восточного Забайкалья, генетически связанные с послебатолитовыми трещинными интрузиями гранодиоритов. При довольно большом разнообразии минералогического состава они обычно характеризуются широким развитием турмалина как в рудных телах, так и в измененных вмещающих породах. В единичных месторождениях (Дарасун, Джалинда) вместо золото-молибденовых руд мы встречаем комплексные золото-полиметаллические руды с широким развитием сульфидов мышьяка, меди, свинца, цинка. Вся эта группа месторождений является весьма своеобразной по вещественному составу, но в ходе геологического развития Восточно-Забайкальского подвижного пояса она занимает то же положение (после батолитов калиевых гранитов), какое в других металлогенических провинциях занимают малые диоритовые интрузии с чисто золотой (или золото-шеелит-арсенопиритовой) минерализацией.

13. Комплекс оловянных месторождений сульфидно-кассiterитовой формации и ранняя группа серебро-свинцово-цинковых месторождений объединяются совместно до некоторой степени условно. Однако в некоторых металлогенических провинциях между ними намечаются тесная генетическая связь и даже взаимные переходы. Комплекс месторождений сульфидно-кассiterитовой формации обычно проявлен лишь в тех металлогенических провинциях, где достаточно интенсивно представлена оловянно-вольфрамовая минерализация в связи с кислыми и ультракислыми гранитами средних этапов развития подвижных поясов. В тех же металлогенических провинциях, где эта минерализация представлена слабо или же только вольфрамовыми месторождениями без оловянных, месторождения сульфидно-кассiterитовой формации отсутствуют.

Обычно месторождения сульфидно-кассiterитовой формации проявляются в связи с малыми, трещинными интрузиями, иногда тесным образом связанными с толщами кислых эфузивов. В более редких случаях сульфидно-кассiterитовая минерализация проявлена вне видимой связи с магматическими породами. Малые интрузии представлены гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирями, гранодиорит-порфирами, дайтами, липаритами и др. В целом для них характерен несколько менее кислый состав по сравнению с теми кислыми гранитами, которые сопровождаются месторождениями кварцево-кассiterитовой формации. Нередко эти малые оловоносные интрузии являются более поздними, чем толщи кислых эфузивов, следующие за гранитоидными батолитами и иногда залегающие на их размытой поверхности. Часто эти интрузии обнаруживают отчетливую связь с разрывными дислокациями.

циями, в некоторых случаях располагающимися несогласно с общей ориентировкой складчатых структур.

Как сами месторождения сульфидно-кассiterитовой формации, так и малые интрузии, с которыми они генетически связаны, являются типичными образованиями малых глубин или близповерхностными. В месторождениях иногда отчетливо устанавливаются явления обратной пульсационной зональности.

Месторождения сульфидно-кассiterитовой формации, как правило, мало характерны для докембрийских и каледонских подвижных поясов, пользуются очень небольшим развитием в подвижных поясах варисского возраста и представлены очень широко в мезозойских и третичных подвижных поясах. Оловянная минерализация третичного возраста представлена в основном месторождениями сульфидно-кассiterитовой формации.

Во многих сульфидно-кассiterитовых месторождениях более поздние генерации оруденения бывают представлены существенно свинцово-цинковыми сульфидными рудами. Этим намечаются почти непрерывные переходы между месторождениями сульфидно-кассiterитовой формации и ранней группой свинцово-цинковых месторождений. В ряде металлогенических провинций встречаются смешанные оловянно-полиметаллические месторождения, и, наконец, для большинства свинцово-цинковых месторождений ранней группы характерна примесь кассiterита.

Ранняя и поздняя группы серебро-свинцово-цинковых месторождений очень отчетливо намечаются в пределах Центральной и Западной Европы. Месторождения ранней группы пересекаются здесь дайками пермских кварцевых порфиров, которые, в свою очередь, секутся рудопроявлениями поздней группы. В серебро-свинцово-цинковых месторождениях ранней группы весьма обычной является примесь кассiterита, иногда также шеелита или вольфрамита. В месторождениях поздней группы эти примеси отсутствуют, но иногда встречаются минералы кобальта и никеля и, в некоторых случаях намечаются переходы от поздней группы серебро-свинцово-цинковых месторождений к серебро-кобальт-никелевым месторождениям. В типично проявленных месторождениях той и другой группы заметно различается и комплекс жильных минералов. Для месторождений ранней группы наиболее характерен кварц и карбонаты, в месторождениях поздней группы к ним нередко присоединяются в значительных количествах барит, флюорит, иногда появляются минералы стронция.

Серебро-свинцово-цинковые месторождения ранней группы или не обнаруживают видимой связи с магматическими породами, или же бывают связаны с малыми интрузиями умеренно кислых пород (гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, сиенитов, лампорфиров и др.). Довольно обычны отклонения состава этих пород в сторону сиенитов, граносиенитов и др., что не характерно для месторождений сульфидно-кассiterитовой формации. В отличие от свинцово-цинковых месторождений ранних этапов подвижных

поясов, где месторождения типа колчеданных залежей резко преобладают над сопровождающими их иногда жильными месторождениями, для поздних этапов развития наиболее характерны жильные месторождения, месторождения замещения (в известняках) и отчасти kontaktово-метасоматические. Исключительно характерно различное отношение свинцово-цинковых месторождений ранних и поздних этапов развития к замещению вмещающих их пород: колчеданные залежи ранних этапов развития образуются путем замещения силикатных пород, главным образом средних и кислых лав и их туфов, но обычно инертны по отношению к карбонатным породам. Наоборот, свинцово-цинковые месторождения поздних этапов развития дают очень охотно месторождения замещения (или иногда kontaktово-метасоматические) в карбонатных породах, но совершенно инертны по отношению к силикатным породам, в которых они обычно представлены жильным типом.

В некоторых металлогенических провинциях (например, в Восточном Забайкалье) более ранние генерации оруденения в свинцово-цинковых месторождениях бывают представлены пирит-арсенопиритовыми рудами, иногда имеющими промышленное значение по мышьяку. Более поздняя и более низкотемпературная генерация собственно серебро-свинцово-цинковых руд бывает связана с арсенопиритовыми рудами обратной пульсационной зональностью. В ряде металлогенических провинций для этой группы свинцово-цинковых месторождений характерна связь со структурами отслоения, возникшими в результате последующей деформации уже готовой складчатой структуры.

Если предыдущий рудный комплекс золотых и золото-молибденовых месторождений целиком наследует основные черты своего вещественного состава (золото, молибден) от средних этапов развития подвижных поясов, то в комплексе сульфидно-кассiterитовых и ранней группы серебро-свинцово-цинковых месторождений отчетливо наблюдается смешение характерных особенностей вещественного состава как средних (олово), так и конечных (свинец — цинк) этапов развития. Такое же смешение особенностей вещественного состава характерно и для некоторых вольфрамовых месторождений, дающих основание предполагать о существовании сульфидно-вольфрамитовой формации. Если это предположение подтвердится, то месторождения этой формации, вероятно, окажутся принадлежащими к этому же комплексу. Существование сульфидно-вольфрамитовой формации тем более вероятно, что:

- 1) месторождения, которые дают основание предполагать ее существование (некоторые месторождения Восточного Забайкалья), обнаруживают, как и месторождения сульфидно-кассiterитовой формации и ранней группы серебро-свинцово-цинковых месторождений, совершенно четкую обратную пульсационную зональность;
- 2) все наиболее характерные металлы минерализации средних этапов развития (олово, молибден, золото, мышьяк) дают промышленные концентрации в месторождениях поздних этапов, за

исключением вольфрама, который практически отсутствует в месторождениях поздних этапов. Наиболее вероятно, что к поздним этапам развития фактически относятся месторождения предполагаемой сульфидно-вольфрамитовой формации.

14. Поздняя группа контактово-метасоматических магнетитовых месторождений по времени своего проявления тяготеет к месторождениям сульфидно-кассiterитовой формации и ранней группе серебро-свинцово-цинковых месторождений и в целом ряде регионов проявляется в тесной связи с ними. Там, где сульфидно-кассiterитовая и серебро-свинцово-цинковая минерализации отсутствуют, поздние контактово-метасоматические месторождения магнетита проявляются в самостоятельном развитии. В отличие от контактово-метасоматических магнетитовых месторождений ранних этапов развития, где нередко существенную роль играет медь, для поздней группы этих месторождений более характерна примесь свинца, цинка, иногда также олова, нередко кобальта, шеелита. Таким образом, и в этом комплексе месторождений встречается смешение черт вещественного состава, характерных для средних и конечных этапов развития подвижных поясов, однако, с заметным ослаблением черт, унаследованных от средних этапов развития.

Та же тенденция в изменении вещественного состава наблюдается и для интрузивных пород, с которыми генетически связана эта группа месторождений. Вместо нормальных гранитоидов средних и начала поздних этапов развития здесь значительно чаще встречаются габбро-диориты, диориты, особенно часто сиенито-диориты, граносиениты, монцониты и другие породы с несколько повышенной щелочностью. Очень часто интрузивные породы этого комплекса являются гибридными и в более древних (докембрийских) металлогенических провинциях представлены рапакиви или близкими к ним гранитами.

Возрастные взаимоотношения этого комплекса с сульфидно-кассiterитовыми и ранней группой серебро-свинцово-цинковых месторождений не всегда достаточно ясны. Для Южного Приморья предполагается несколько более ранний возраст контактово-метасоматических магнетитовых месторождений по сравнению с сульфидно-кассiterитовыми и серебро-свинцово-цинковыми, хотя определенных доказательств в пользу такого взгляда не имеется.

15—17. Комплексы вторичных кварцитов, золото-серебряных месторождений сурьмы, ртути и мышьяка. Серия близповерхностных месторождений, включающая вторичные кварциты, золото-серебряные месторождения и месторождения сурьмы, ртути и мышьяка (реальгар, аурипигмент), является более поздней, чем только что охарактеризованные рудные комплексы, и занимает переходное положение от поздних к конечным этапам развития подвижных поясов. Эти месторождения сходны с аналогичными месторождениями ранних этапов развития и были охарактеризованы совместно с ними (комплексы 6, 7 и 8).

4. Конечные этапы развития

Общая тектоническая обстановка конечных этапов развития подвижных поясов близка к таковой поздних этапов, но все характерные черты последних этапов развития подвижных поясов выражены здесь значительно более резко. Осадконакопление прекращается или носит резко выраженные черты наземно-пресноводного осадконакопления; в некоторых металлогенических провинциях широким развитием пользуются толщи наземных эфузивов кислого состава с отчетливым отклонением в сторону несколько повышенной щелочности. Складчатые структуры почти не встречаются, наоборот, разрывные нарушения особенно характерны, и наиболее глубокие расколы земной коры проявляются в пределах подвижных поясов именно в это время. Интрузивная деятельность значительно ослабевает, батолитовые интрузии отсутствуют, интрузивные тела представлены малыми или трещинными интрузиями, застывающими близ поверхности или в условиях небольших глубин. По вещественному составу это преимущественно гранитоиды с повышенной щелочностью — граносиениты, сиениты, щелочные граниты, аляскиты и др. Иногда довольно крупные интрузивные тела целиком сложены гранитами с микропегматитовой структурой. В некоторых случаях совместно с подобными гранитоидами проявляются породы основного состава — типа диабазов, габбро-диабазов, оливиновых монцонитов.

Эндогенная минерализация представлена гидротермальными месторождениями. Комплекс металлов по сравнению со средними и поздними этапами развития подвижных поясов резко меняется. Металлы, характерные для средних и поздних этапов, — олово, вольфрам, молибден, золото, — исчезают. Наиболее характерны свинец, цинк, медь, серебро, кобальт, никель, барий, отчасти железо, марганец и др., т. е. те же самые металлы, которые характерны для ранних этапов развития подвижных поясов. Однако металлы ранних этапов развития, которые дают лишь месторождения магматического типа (платина, хром, титан, ванадий), в минерализации конечных этапов отсутствуют.

18. Комплекс гидротермальных месторождений западно-европейского типа включает очень обширную группу разнообразных по вещественному составу гидротермальных месторождений небольших глубин и иногда близповерхностных. Сюда относится группа серебро-кобальт-никелевых месторождений, обычно с мышьяком, медью, висмутом, и нередко тесно с ней связанная генетически поздняя группа серебро-свинцово-цинковых месторождений. Среди последних встречаются как жильные, так равно метасоматические и контактово-метасоматические месторождения; однако два последних типа месторождений для этой группы менее характерны, чем для ранней группы серебро-свинцово-цинковых месторождений. Наблюдаются и некоторые различия в составе жильных минералов. Если в ранней группе наиболее характерны

ми жильными минералами являются кварц и карбонаты (кальцит, доломит), то в поздней группе наряду с ними появляются также в заметных количествах барит и флюорит. Иногда присутствуют минералы стронция (целестин, стронцианит), считающиеся нехарактерными для гидротермальных месторождений. В этом же комплексе нередко присутствуют самостоятельные месторождения барита и флюорита, иногда витерита, железорудные месторождения, жильные (гематит, сидерит) и иногда метасоматические (сидерит), жильные марганцевые руды, метасоматические магнезитовые месторождения.

Лишь в сравнительно редких металлогенических провинциях этот комплекс месторождений проявлен достаточно полно. К числу таких провинций относится варисская металлогеническая провинция Центральной и Западной Европы, где в достаточно широком развитии представлены все перечисленные типы месторождений этого комплекса. В большинстве же металлогенических провинций встречаются лишь отдельные типы месторождений, входящих в состав этого комплекса. Так, например, в докембрийской металлогенической провинции западного склона Урала представлены метасоматические сидеритовые (Бакал) и магнезитовые (Сатка) залежи, в мезозойской металлогенической провинции Восточного Забайкалья представлены флюоритовые месторождения и т. д.

Весь этот сложный комплекс месторождений проявляется или вне видимой связи с магматическими породами, или в связи с малыми интрузиями своеобразных гранитоидов повышенной щелочности — аляскитов, щелочных (эгириновых, рибекитовых) гранитов, граносиенитов, сиенитов и др. Часто развиты микропегматитовые структуры гранитов. Нередко в состав тех же комплексов пород входят и основные породы типа диабазов, габбро-диабазов и др.

19. Комплекс телемагматических месторождений является наиболее поздним в ходе геологического развития подвижных поясов и всегда проявляется вне видимой связи с магматическими породами. В этот комплекс входят телемагматические свинцово-цинковые месторождения (тип Миссисипи-Миссури), медистые песчаники с эндогенной минерализацией, некоторые месторождения барита, витерита, флюорита, а также, вероятно, некоторые гематитовые и марганцевые жильные месторождения. Минерализация этого типа проявляется в течение довольно длительного геологического времени после окончания складчатых дислокаций и интрузивной деятельности в пределах подвижного пояса и нередко проникает в горизонтально лежащие породы верхнего структурного яруса, перекрывающие более раннюю складчатую структуру.

Особенно четко этот комплекс месторождений представлен в пределах Центральной и Западной Европы. Почти все авторы, занимавшиеся изучением и описанием металлогенеза этих регио-

нов, отмечали, что эндогенная минерализация, свойственная наиболее поздним этапам варисского развития региона, в ряде районов продолжается или повторяется в течение мезозоя и даже начала кайнозоя при сохранении основных особенностей своего вещественного состава. Так, например, совершенно тождественные третичные и поздневарисские баритовые, флюоритовые, сурьмяные и свинцово-цинковые месторождения Центрального плато Франции. Аналогичная картина имеет место в Богемском массиве, области Верхнего Рейна, южной и юго-восточной Англии и т. д. При этом нередко поздневарисские месторождения трансгрессивно перекрываются верхнепермскими отложениями, давая в них четко опознаваемый обломочный материал. К явлениям подобного рода необходимо отнести и медистые песчаники Лондонского бассейна в породах триаса, которым приписывается эндогенное происхождение, и телемагматические свинцово-цинковые месторождения замещения в карбонатных породах мезозоя Рейнской области и Восточной Силезии. В большинстве металлогенических провинций из месторождений конечных этапов развития подвижных поясов лишь группа серебро-кобальт-никелевых месторождений и, может быть, также сидеритовых и магнезитовых не дают этих наиболее поздних месторождений телемагматического типа. Однако в медистых песчаниках Родезии, относящихся, повидимому, именно к месторождениям подобного типа, кобальт содержится в весьма существенных количествах.

В пределах СССР к группе телемагматических месторождений могут быть отнесены свинцово-цинковые месторождения Карагата, баритовые и витеритовые месторождения Копет-Дага, медистые песчаники Джезказгана, Атбасара, Чидертинского района, мелкие флюоритовые, баритовые и свинцово-цинковые месторождения западного склона Урала и Предуралья пермского возраста, Амдерминское флюоритовое месторождение, возможно, Атасуйская группа железо-марганцевых месторождений Казахстана и др.

5. Общие замечания к схеме развития эндогенной минерализации

Рассмотренная схема распределения эндогенных минеральных месторождений в ходе геологического развития подвижных поясов земной коры, совершенно естественно, отражает лишь основные тенденции в развитии эндогенной минерализации. Характеристика отдельных комплексов является очень обобщенной, и местные (локальные) особенности отдельных металлогенических провинций не могли найти в ней своего отражения. Иногда именно эти особенности имеют решающее значение при оценке перспектив конкретных районов и той или иной металлогенической провинции. В связи с этим необходимо сделать ряд замечаний, касающихся применения данной схемы к конкретным металлогеническим провинциям.

1) Были рассмотрены все главнейшие минеральные комплексы, которые встречаются в пределах различных подвижных поясов.

Таким образом, рассмотренная нами таблица является как бы сводной, обобщающей таблицей, включающей все возможные типы интрузивных и минеральных комплексов подвижных поясов в той возрастной последовательности, в которой они следуют друг за другом. Однако, если обратиться к рассмотрению конкретных подвижных поясов на территории СССР, то оказывается, что в каждом из них присутствуют далеко не все эти комплексы, а лишь некоторые из них, тогда как другие выпадают. Таким образом, для каждого подвижного пояса характерна своя ассоциация интрузивных и минеральных комплексов, более или менее отличная от подобной ассоциации других подвижных поясов. Совершенно естественно, что каждая такая ассоциация интрузивных и минеральных комплексов отражает особенности геологического развития соответствующих подвижных поясов.

Относительно более выдержаными среди интрузивных комплексов являются комплексы крупных батолитовых или близких к ним интрузивных тел, связанных с крупными этапами складчатых дислокаций, т. е. комплекс гипербазитовых интрузий, комплекс габбро-плагиогранитных или габбро-граносиенитовых интрузий, и, наконец, комплекс нормальных и кислых гранитов средних этапов развития. При этом состав данных комплексов в разных подвижных поясах и даже в различных структурных зонах одного и того же подвижного пояса может заметно варьировать: габбро-плагиогранитные и габбро-граносиенитовые комплексы; комплексы умеренно кислых гранитов средних этапов развития и кислых и ультракислых гранитов; те и другие комплексы. Рудоносность интрузивных комплексов в различных подвижных поясах может варьировать еще сильно.

Комплексы малых, трещинных интрузий, связанных с разрывными нарушениями, особенно разнообразны в разных подвижных поясах, и нередко металлогенический облик той или иной провинции создается именно этими малыми интрузиями. Здесь особенно сильно сказывается влияние различного хода геологического развития подвижного пояса на характер возникающих интрузивных пород и минеральных месторождений.

2) В некоторых подвижных поясах геологическое развитие значительно усложняется и соответственно усложняется ассоциация интрузивных и минеральных комплексов. Так, например, палеозойское развитие подвижного пояса восточного склона Урала было сильно осложнено. Этот подвижной пояс прошел ранние этапы своего развития в каледонское время. В дальнейшем он был вовлечен в геологическое развитие вновь заложившегося крупного варисского подвижного пояса, охватившего западные провинции Китая, Западную Монголию, Среднюю Азию и значительную часть Казахстана. Вместе с этим крупнейшим подвижным поясом восточный склон Урала повторно пережил ранние этапы своего геологического развития, благодаря чему минерализация именно ранних этапов здесь проявлена особенно интенсивно. Здесь имеется

каледонский платиноносный габбро-перидотитовый комплекс и варисский хромитоносный гипербазитовый комплекс, дающий магнетитовые месторождения гор. Высокой и Благодати, и варисский Гумбейско-Магнитогорский граносиенитовый комплекс, дающий магнетитовое месторождение г. Магнитной. Совершенно естественно, что в других подвижных поясах могли оказаться сдублированными средние этапы геологического развития с двукратным или многократным проявлением во времени характерных для них батолитовых гранитоидных интрузий.

3) Интенсивность проявления различных интрузивных и минеральных комплексов даже при сходной их ассоциации может оказаться в разных подвижных поясах очень различной: те комплексы, которые весьма интенсивно проявлены в пределах одного подвижного пояса, слабо проявлены в пределах другого подвижного пояса, и наоборот. Нередко наблюдается различная интенсивность проявления не только отдельных интрузивных и минеральных комплексов, но целых их групп, отвечающих крупным этапам развития. Так, например, могут быть весьма интенсивно проявлены комплексы ранних этапов, а комплексы средних или поздних этапов развиты слабо. Это в очень сильной мере определяет металлогенический облик каждой отдельной провинции. Так, например, на Урале весьма интенсивно представлены интрузивные и минеральные комплексы ранних этапов развития как каледонские, так и варисские. Интрузивные и минеральные комплексы средних этапов развития представлены хотя и достаточно интенсивно, но все же несколько слабее. Интрузивные и минеральные комплексы поздних и конечных этапов развития в пределах восточного склона Урала почти не проявлены. Наоборот, для мезозойского подвижного пояса восточной части Советского Союза характерно слабое проявление интрузивных и минеральных комплексов ранних и конечных этапов развития, но исключительно интенсивно развиты интрузивные и минеральные комплексы средних и поздних этапов. Именно этими особенностями в значительной мере и определяется металлогенический облик того и другого региона.

4) В составе минеральных комплексов могут в очень сильной мере отражаться местные (локальные) особенности. Каждый минеральный комплекс включает обычно целый ряд типов месторождений. В одних подвижных поясах минеральный комплекс может быть представлен преимущественно одними типами месторождений, в других подвижных поясах тот же самый комплекс — другими типами месторождений. Так, например, редкометальное оруденение в связи с кислыми гранитами средних этапов развития в одних подвижных поясах представлено преимущественно оловянными или оловянно-вольфрамовыми месторождениями, в других подвижных поясах — вольфрамовыми и молибдено-вольфрамовыми при отсутствии или слабом развитии оловянных. Колчеданная минерализация в одних подвижных поясах представлена

преимущественно пиритовыми и медисто-пиритовыми залежами (Урал), в других подвижных поясах — полиметаллическими и баритово-полиметаллическими залежами (Рудный Алтай). В минеральных комплексах конечных этапов развития разнообразие месторождений в разных подвижных поясах может быть еще более значительным.

Причины подобных различий не установлены. Далеко не всегда они могут быть в какой-либо степени объяснены глубиной эрозионного среза. Вероятно, существенную роль играют особенности геологического развития каждого отдельного подвижного пояса, а также особенности вещественного состава того глубинного субстрата, за счет плавления которого возникают глубинные магматические очаги.

5) Схема распределения эндогенных минеральных месторождений в ходе геологического развития подвижных поясов земной коры построена в основном на материале палеозойских и мезокайнозойских подвижных поясов, основные тенденции развития которых она главным образом и отражает. В некоторой мере она приложима и к анализу эндогенной минерализации позднепротерозойских подвижных поясов. В раннем протерозое и в архее весь ход геологического развития земной коры должен был в достаточной мере отличаться, и потому необходимо составлять особую, схему распределения во времени интрузивных и минеральных комплексов, которая, вероятно, лишь в наиболее крупных своих особенностях будет несколько приближаться к разобранной выше схеме.

Ассоциация интрузивных и минеральных комплексов, а также некоторые особенности их вещественного состава, вероятно, несколько различны в подвижных поясах различного геологического возраста. Трудность исследования этого вопроса заключается в отсутствии критериев для того, чтобы отличать влияние различного геологического возраста от влияния различной глубины эрозионного среза, так как для древних подвижных поясов имеются все основания предполагать соответственно большую глубину эрозионного среза.

Известно, например, что анортозит-чарнокитовые интрузивные комплексы наиболее характерны для докембрийских и отчасти рианипалеозойских подвижных поясов и почти не встречаются в более молодых подвижных зонах; в докембрийских подвижных поясах в их состав, кроме анортозитов и чарнокитов, обычно входят также габбро, нориты, монzonиты, сиениты, граносиениты и др. Все эти породы характерны для габбро-граносиенитовых комплексов последдокембрийских подвижных поясов, которые, повидимому, являются аналогами докембрийских анортозит-чарнокитовых комплексов. Наиболее вероятно, что выпадение анортозитов и чарнокитов в более молодых комплексах обусловлено различной глубиной наблюдавшегося эрозионного среза этих комплексов, но не различным ходом дифференциации магмы в докембре и в более поздние периоды.

Равным образом граниты рапакиви наиболее характерны для докембрийских интрузивных комплексов. Их аналогами по положению в ходе геологического развития подвижных поясов являются малые интрузии гибридных сиенито-диоритов и граносиенитов поздних этапов, с которыми связана поздняя группа контактово-метасоматических магнетитовых месторождений.

Наоборот, некоторые минеральные комплексы, характерные для более молодых подвижных поясов, не встречаются в более ранних подвижных поясах. Так, например, комплекс вторичных кварцитов и комплекс низкотемпературных сурьмяных, ртутных и мышьяковых месторождений впервые появляются лишь в поздневарисское время, комплекс близповерхностных золото-серебряных месторождений — в самом конце мезозоя. Можно предполагать и здесь влияние различной глубины эрозионного среза, так как все перечисленные комплексы представляют типичные образования малых глубин и потому в первую очередь должны уничтожаться эрозией. Другие минеральные комплексы той же глубинности, например колчеданные месторождения, серебро-кобальт-никелевые месторождения и др., достаточно широко развиты и среди докембрийских образований.

Дальнейшая разработка этого вопроса должна выяснить ассоциации интрузивных и минеральных комплексов, характерные для подвижных поясов различного геологического возраста.

6) Наиболее молодые подвижные пояса, Средиземноморский и Тихоокеанский, далеко еще не закончили свое геологическое развитие. Анализ их интрузивных и эндогенных минеральных комплексов, а также осадконакопления показывают, что они только заканчивают ранние этапы своего развития и лишь в отдельных участках перешли к осадконакоплению средних этапов развития. Таким образом, интрузивные и минеральные комплексы средних, поздних и конечных этапов развития в этих подвижных поясах еще не проявлялись.

7) Отдельные участки одних и тех же подвижных поясов развиваются далеко не синхронно, опережая друг друга. Поэтому один и те же или сходные интрузивные и минеральные комплексы проявляются в различных участках определенного подвижного пояса не одновременно. Нередко такие разновременно развивающиеся участки различаются между собой по ассоциации интрузивных и минеральных комплексов. Именно к ним наиболее приложимо понятие о металлогенических провинциях. В качестве примера разновременно развивающихся участков или провинций одного и того же подвижного пояса можно привести Малый Кавказ и Черное море. Малый Кавказ в настоящее время завершает ранние этапы своего развития, бассейн Черного моря уже перешел к осадконакоплению средних этапов развития подвижного пояса. Подобного рода примеры можно привести и для палеозойских подвижных поясов.

8) Необходимо еще уточнить самое понятие об интрузивном и минеральном комплексе. Целый ряд данных свидетельствует о том,

что интрузивные и отвечающие им минеральные комплексы образуются не в какой-то строго определенный момент в геологическом развитии подвижного пояса, а охватывают определенный более или менее длительный период, в течение которого могут последовательно возникать несколько сходных по своему характеру комплексов. Таким образом, самое понятие об интрузивном и минеральном комплексе является значительно более сложным, чем это считалось при рассмотрении сводной таблицы.

Все сделанные выше оговорки ясно показывают, что эта таблица является очень приближенной схемой, отражающей лишь самые основные тенденции в развитии интрузивного магматизма и эндогенной минерализации подвижных поясов, но далеко не охватывающей всей сложности и разнообразия природных явлений.

III. ИНТРУЗИВНЫЕ И ЭНДОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Наиболее существенным отличием магматизма подвижных поясов земной коры и платформенных областей является резко подчиненная, в большинстве случаев, совершенно ничтожная роль, а нередко полное отсутствие на платформах проявлений гранитоидных магм. Наиболее характерными для платформенных областей являются, с одной стороны, основные и ультраосновные магмы, с другой — щелочные, нередко сопровождаемые очень разнообразным комплексом магматических пород.

Одним из характерных магматических комплексов платформ является так называемая трапповая формация, включающая как эфузивные, так и интрузивные проявления. В отличие от проявлений основных магм в ранние этапы развития подвижных поясов, в пределах платформенных областей процессы дифференциации основных магм выражены значительно слабее. При этом они носят своеобразный характер и заключаются в основном в обогащении дифференциатов железом за счет уменьшения магнезии. Процессы подобной дифференциации нередко заходят достаточно далеко, однако возникающие дифференциаты обычно не выходят за пределы группы основных пород. Дифференциаты среднего и кислого состава не характерны, если не считать небольших сегрегационных прожилков.

Эндогенная минерализация, связанная с трапповыми комплексами, представлена магнетитовыми месторождениями и обособлениями медно-никелевых сульфидов. Иногда встречаются незначительные проявления гидротермальной свинцово-цинковой или золотой минерализации.

В некоторых платформенных областях (Южная Африка, Канада, отчасти Кольский полуостров) встречаются более глубинные комплексы, сложенные основными магмами и их дифференциатами и нередко дающие крупные интрузии лopolитового типа. Это как бы глубинные аналоги трапповой формации. Здесь процессы

дифференциации представлены в более значительном развитии, чем в трапповой формации, но все же дифференциаты в количественном отношении обычно значительно уступают недифференцированным или лишь слабо дифференцированным основным породам. В одних случаях (Бушвельдский комплекс Южной Африки) в заметном количестве возникают ультраосновные дифференциаты основных магм, в других случаях (Седбери в Канаде) более существенную роль играют граниты аляскитового типа. Иногда возникают дифференциаты диоритового состава. В отличие от геосинклинальных областей, где кислые дифференциаты основных магм представлены главным образом породами плагиогранитного состава, в подобного рода дифференцированных платформенных комплексах существенную роль играют калиевые гранитоиды, нередко повышенной щелочности.

С подобными комплексами еще в большей мере, чем с трапповой формацией, связаны месторождения медно-никелевых руд (Седбери), также месторождения магнетита и титаномагнетита, при наличии ультраосновных дифференциатов — месторождения платины и хромита (Бушвельдский комплекс).

Комплексы щелочных пород представляют не менее характерную магматическую формуацию платформенных областей. В отличие от основных пород, для этой формации характерны широко проявленные и далеко идущие процессы дифференциации, нередко дающие комплексы исключительно разнообразного петрографического состава. Дифференциаты колеблются по составу от щелочных перidotитов и пироксенитов до наиболее лейкократовых пород как кислого и ультракислого состава (алекситы), так равно щелочного и ультращелочного (нефелиновые сиениты, ийолиты). Обычно они встречаются совместно, но в одних комплексах породы состава щелочных перidotитов заметно преобладают над другими дифференциатами (Сибирская платформа, кимберлиты Южной Африки), в других случаях, наоборот, они играют подчиненную (Кольский полуостров) или даже совершенно ничтожную роль (Алданская плита) по сравнению с лейкократовыми дифференциатами. Очень часто совместно с интрузивными щелочными породами проявлены щелочные эфузивы.

По петрографическому составу и характеру эндогенной минерализации среди платформенных комплексов щелочных пород могут быть выделены три группы. С интрузивными комплексами, представленными крупными телами щелочных пород типа нефелиновых сиенитов, связаны разнообразные по составу магматические, пегматитовые и иногда своеобразные гидротермальные месторождения, содержащие самые различные малые и редкие элементы. Сюда относятся апатит-нефелиновые руды Кольского полуострова, криолитовые месторождения Гренландии, гидротермальные месторождения паризита (флюокарбонат цериевых земель), магматические и пегматитовые месторождения минералов циркония, tantalita, ниobia и др.

С более глубинными комплексами щелочных перidotитов, обычно сопровождаемых щелочными и ультращелочными породами, нередко связаны магматические месторождения титано-магнетита (Бразилия, Арканзас в США и др.), а с близповерхностными комплексами щелочных перidotитов типа кимберлитов — месторождения алмазов.

Третью группу щелочных пород платформенных областей составляют широко дифференцированные интрузивные комплексы, включающие породы от габбро через монцониты до граносиенитов и щелочных гранитов, с одной стороны, и до нефелиновых и псевдолейцитовых пород, с другой стороны. По составу эти комплексы довольно близко напоминают габбро-граносиенитовые комплексы ранних этапов развития подвижных поясов, но обычно отличаются более четко выраженным щелочным характером. Как и с габбро-граносиенитовыми комплексами подвижных поясов, с ними связаны kontaktово-метасоматические магнетитовые месторождения, иногда с примесью меди, шеелита и молибденита, и гидротермальные месторождения свинца и цинка, золота, молибдена.

В целом магматизм и металлогенез платформенных областей стоят наиболее близко к магматизму и металлогенезу ранних этапов развития подвижных поясов. В пределах платформ резко проявленна роль основных и щелочных магм и связанный с ними минерализации и сведена до минимума роль гранитоидных дифференциатов основных магм и их металлогенеза. Характерно, что на платформах и в подвижных поясах со сходными магматическими комплексами связаны сходные комплексы минеральных месторождений, проявляющиеся в резко отличной структурной обстановке.

IV. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВО ВРЕМЕНИ ГЛАВНЕЙШИХ МЕТАЛЛОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Коллективом ученых ВСЕГЕИ (Ленинград) была предпринята интересная попытка выяснить распределение мировых ресурсов главнейших металлов эндогенных месторождений, с одной стороны, между отдельными минеральными комплексами, с другой стороны, между месторождениями различного геологического возраста. В подсчет вошли как добываемые количества этих металлов, так и остающиеся в недрах с очень умеренными элементами прогноза в отдельных случаях. По меди такое распределение было сделано в для 140 млн. т ее мировых ресурсов, по золоту — для 46 тыс. т и т. д. Рассмотрим сейчас основные результаты этой работы.

Олово. Для олова основное промышленное значение имеют три формации, выделенные в свое время С. С. Смирновым: пегматитовая и кварцево-кассiterитовая формации, связанные с кислыми и ультракислыми гранитами средних этапов развития подвижных поясов, и сульфидно-кассiterитовая формация поздних этапов. Известно также нахождение кассiterита в месторождениях колчеданной формации, в скарновых месторождениях в связи

с умеренно кислыми гранитами средних этапов, в поздней группе kontaktово-метасоматических магнетитовых месторождений, но все эти типы или представляют минералогический интерес, или играют совершенно ничтожную роль в мировых ресурсах олова.

Пегматитовая формация оловорудных месторождений играет существенную роль лишь в докембрийских подвижных поясах (Нигерия) главным образом как первоисточник питания кассiterитовых россыпей, составляя около 10% мировых ресурсов олова. В каледонских, варисских и мезозойских подвижных поясах месторождения этой формации встречаются, но промышленное их значение ничтожно. Месторождения каледонского возраста составляют около 2% мировых ресурсов, месторождения варисского возраста — 24%. И те и другие представлены почти исключительно месторождениями кварцево-кассiterитовой формации.

Месторождения мезозойского возраста составляют около 50% мировых ресурсов, из них 45% составляют месторождения кварцево-кассiterитовой формации и 5% — впервые приобретающие промышленное значение месторождения сульфидно-кассiterитовой формации. Кайнозойские месторождения олова составляют 14% мировых ресурсов и представлены исключительно месторождениями сульфидно-кассiterитовой формации. Таким образом, в целом мировые ресурсы оловянных руд распределяются между отдельными формациями следующим образом: пегматитовая 10%, кварцево-кассiterитовая 71%, сульфидно-кассiterитовая 19%. Обращает на себя внимание, что в наиболее древних подвижных поясах оловянные месторождения представлены наиболее глубинными типами, в наиболее молодых подвижных поясах — наименее глубинными (сульфидно-кассiterитовая формация).

Вольфрам. Для вольфрама намечаются три типа промышленных месторождений: пегматитовые, скарновые в связи с комплексами умеренно-кислых гранитоидов средних этапов и жильные в связи с комплексами кислых и ультракислых гранитов. Вольфрамовые месторождения докембрийского и каледонского возраста имеют ничтожное значение. Варисские месторождения составляют около 16% мировых ресурсов, из них 10% приходится на долю жильных месторождений, 5% на долю скарновых и лишь 1% на долю пегматитовых. Подавляющая масса мировых ресурсов вольфрама (81%) приходится на долю мезозойских месторождений, в том числе 69% дают жильные месторождения и 12% скарновые. Кайнозойские жильные месторождения составляют лишь 3% мировых ресурсов.

В целом мировые ресурсы вольфрама распределяются между отдельными типами месторождений следующим образом: пегматитовые 1%, скарновые 17%, жильные 82%.

Молибден. Несмотря на большую близость высокотемпературных месторождений олова, вольфрама и молибдена и их частое совместное нахождение, распределение молибдена по возрасту и между отдельными типами месторождений является рез-

ко отличным. Скарновые месторождения молибдена включают лишь 1% его мировых ресурсов, кварцевые жилы и штокверки в связи с батолитовыми интрузиями 2% и в связи с малыми послебатолитовыми интрузиями 4%. Подавляющая масса мировых ресурсов молибдена (93%) приходится на долю месторождений типа вторичных кварцитов. Не менее показательно распределение ресурсов молибдена по возрасту: докембрийские, каледонские, варисские и мезозойские месторождения включают соответственно 1, 2, 1 и 5% мировых ресурсов молибдена; подавляющая масса его ресурсов (91%) приходится на долю кайнозойских месторождений. Не исключена возможность, что это обусловлено возникновением в ходе геологического развития земной коры в целом новых, наиболее продуктивных типов молибденовых месторождений.

Золото. Золото наиболее разбросано как в возрастном отношении, так и между отдельными комплексами ранних, средних и поздних этапов развития подвижных поясов. Трудность распределения мировых ресурсов золота по комплексам усугубляется еще тем, что оно может быть связано как с малыми, так и с батолитовыми интрузиями, и большинство зарубежных исследователей, в полном соответствии со схемой Эммонса, относят все золоторудные месторождения к батолитовым комплексам. Хотя при распределении мировых ресурсов золота по комплексам это удалось несколько откорректировать, все же роль золота, связанного с батолитами, представляется несколько преувеличенной.

На долю докембрийских месторождений приходится 61% мировых ресурсов золота. Это в основном золото, связанное с батолитами (31%), и «прочие группы» (27%), куда относится Витватерсrand, первичное происхождение золота которого представляется неясным. Незначительную роль среди докембрийских золотых месторождений играют добатолитовые комплексы (2%) и колчеданные залежи (1%).

В палеозое золотоносность резко ослабевает: на долю каледонских месторождений приходится 6% мировых ресурсов и на долю варисских 4%. Среди каледонских месторождений наибольшую роль играют добатолитовые комплексы (4%), 1% приходится на долю месторождений, связанных с плагиогранитными и граносиенитовыми комплексами, и 1% на все остальные типы. Среди варисских месторождений 1% занимают месторождения, связанные с батолитами, 1% — добатолитовые комплексы и 2% — колчеданные залежи.

Заметное усиление золотоносности наблюдается в мезозое (16% мировых ресурсов). Решающую роль здесь играют добатолитовые комплексы (14%), значительно меньшую — послебатолитовые комплексы малых интрузий. В кайнозое 13% мировых ресурсов золота целиком приходятся на долю близповерхностных месторождений.

Таким образом, 61% мировых ресурсов золота приходится на долю докембрийских месторождений, 10% на долю палеозойских.

месторождений и 29% на долю мезокайнозойских. Если учесть значительно большую длительность докембрая по сравнению с мезокайнозоем, то наибольшая интенсивность золотой минерализации имела место именно в мезокайнозое.

Отдельные комплексы месторождений в целом, для всех возрастов золота, имеют следующее значение: «прочие группы» (конгломераты Витватерсранда) 27%, плагиогранитные и граносиенитовые комплексы ранних этапов 1%, комплекс колчеданных месторождений 3%, добатолитовые малые интрузии 21%, батолиты 32% (вероятно, преувеличено), послебатолитовые малые интрузии 3%, близповерхностные («эпимеральные») месторождения 13%.

Медь. Распределение мировых ресурсов меди во времени характеризуется слабой медной минерализацией в период докембрий-мезозой и резким усилением в кайнозое. Докембрийские месторождения дают 29% мировых ресурсов меди, из которых главная часть (19%) приходится на долю телетермальных месторождений (медиевые песчаники Родезии и Бельгийского Конго), 1% на долю колчеданной формации, 3% на долю контактово-метаморфических месторождений, 4% на долю медно-никелевых месторождений ликвационного типа и 2% на прочие группы.

Каледонские месторождения дают 14% мировых ресурсов, преимущественно за счет колчеданных залежей (13%) и отчасти медно-порфировых руд (1%). Однако каледонский возраст последней группы месторождений не может считаться установленным. Варисские месторождения дают лишь 8% мировых ресурсов: телетермальный тип 3,5%, медно-порфировые руды 3%, колчеданные залежи 1%, и 0,5% приходится на прочие группы. Среди мезозойских месторождений, дающих лишь 2% мировых ресурсов меди, 1% приходится на долю медно-порфировых руд и 1% — на долю контактово-метасоматических месторождений.

Кайнозойские месторождения дают 47% мировых ресурсов меди. В основном это медно-порфировые руды (33%); в значительно меньшей степени колчеданные (2,5%) и контактово-метасоматические месторождения (3%); на прочие группы приходится 8,5%.

Мировые ресурсы меди в целом для всех возрастов распределяются между отдельными типами месторождений следующим образом: ликвационные месторождения медно-никелевых руд 4%, контактово-метасоматические месторождения (преимущественно в связи с интрузивными комплексами ранних этапов развития подвижных поясов) 7%, колчеданные залежи 17,5%, медно-порфировые руды 38%, телетермальные месторождения медиевых песчаников 22,5% и прочие группы 11%.

Свинец. Свинцовые месторождения на основании литературных данных не удалось расчленить по отдельным минеральным комплексам. Поэтому мировые ресурсы свинца могут быть рассмотрены лишь в разрезе их распределения по возрасту. Это распределение довольно равномерное: каледонские месторождения 17%, варисские 27%, мезозойские 30%, кайнозойские 26%.

Никель и кобальт. Никель и кобальт обнаруживают почти идентичное распределение по возрасту: докембрийские месторождения 62%, палеозойские 17%, мезозойские 14%, и кайнозойские 7%. Распределение их по комплексам месторождений несколько различное. Для никеля 85% мировых ресурсов дают ликвационные медно-никелевые месторождения, 14% силикатный тип месторождений (кора выветривания) и около 0,5% гидротермальные никель-кобальтовые месторождения конечных этапов развития подвижных поясов. Для кобальта ликвационные месторождения составляют 63% его мировых ресурсов, кора выветривания 10%, роль гидротермальных никель-кобальтовых месторождений повышается до 9%. Около 6,5% мировых ресурсов кобальта приходится на долю комплексных железо-кобальтовых месторождений ранних этапов развития подвижных поясов.

Значение отдельных комплексов для различных возрастных групп месторождений неодинаково. Докембрийские и мезозойские месторождения никеля представлены в основном ликвационным типом, кайнозойские — исключительно силикатным, палеозойские делятся примерно пополам между тем и другим типом. Распределение ресурсов кобальта довольно сходное, с той разницей, что в докембрийских месторождениях 5,5% приходится на долю гидротермального типа, а среди палеозойских 3% мировых ресурсов на долю гидротермальных месторождений и 6,5% на долю комплексных железо-кобальтовых месторождений.

Платина и хромиты. Для месторождений платины и хромитов цифровых подсчетов не производилось, однако распределение их по геологическому возрасту достаточно показательно. Основная часть мировых ресурсов платины имеет докембрийский или каледонский возраст, более молодые месторождения играют ничтожную роль. Хромиты распределены весьма равномерно во времени и дают крупнейшие концентрации в докембрийских, каледонских, варисских, мезозойских и кайнозойских месторождениях.

Выводы. Анализируя распределение мировых ресурсов отдельных металлов во времени, можно наметить примерно четыре различных типа:

1) Редкие металлы (золото, вольфрам, молибден) обнаруживают увеличение интенсивности минерализации во времени и дают максимум в мезозое (олово, вольфрам) или кайнозое (молибден).

2) Кобальт, никель и платина обнаруживают уменьшение интенсивности минерализации во времени и дают максимум в докембрии или нижнем палеозое.

3) Золото и медь дают два максимума: в докембре и в мезозое (золото) или кайнозое (медь), разделенные периодом уменьшения интенсивности минерализации.

4) Свинец и хромиты распределяются во времени довольно равномерно и не обнаруживают сколько-нибудь резко выраженных максимумов или минимумов.

Для меди очень характерно, что ее максимум в кайнозое связан с тем же комплексом месторождений, что и кайнозойский максимум молибденовой минерализации. Аналогичные максимумы в кайнозое дают ртуть и сурьма. Ниже дается сводная таблица распределения мировых ресурсов некоторых металлов (в процентах) во времени (табл. 2):

Таблица 2

| | Олово | Вольфрам | Молибден | Золото | Медь | Свинец | Никель | Кобальт |
|-------------------------|-------|----------|----------|--------|------|--------|--------|---------|
| Кайнозойские | 14 | 3 | 91 | 13 | 47 | 26 | 7 | 6,5 |
| Мезозойские | 50 | 81 | 5 | 16 | 2 | 30 | 14 | 14,5 |
| Варисские | 24 | 16 | 1 | 4 | 8 | 27 | 16,5 | 17 |
| Каледонские | 2 | — | 2 | 6 | 14 | 17 | — | — |
| Докембрийские | 10 | — | 1 | 61 | 29 | — | 62,5 | 62 |
| Итого | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

V. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ МАГМ, МЕТАЛЛОВ И ОСАДКОВ. КОМПЛЕКСЫ МАГМ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Характер постановки вопроса. Выше мы ознакомились с чисто эмпирическими закономерностями распределения отдельных интрузивных и минеральных комплексов в ходе геологического развития подвижных поясов земной коры. Эти закономерности были выявлены на основе сводки, анализа и обобщения громадного фактического материала по эндогенной минерализации территории СССР, и потому можно считать, что они достаточно правильно отражают хотя бы основные тенденции в развитии интрузивного магматизма и сопровождающей его эндогенной минерализации. Однако задача исследователя, вооруженного методом диалектического материализма, заключается не только в том, чтобы вскрыть те или иные чисто эмпирические природные закономерности, но также и в том, чтобы глубоко их понять, дать им правильное объяснение. Только в этом случае может быть создана надлежащая основа для дальнейшего успешного развития исследований и правильно намечены их пути и методы.

Вопрос о закономерном развитии во времени магматизма и эндогенной минерализации был поставлен и начал разрабатываться сравнительно недавно. Поэтому мы не располагаем в настоящее время достаточными данными для полного и всестороннего его освещения. Накопившийся материал позволяет хотя бы в порядке постановки вопроса высказать соображения, которые помогли бы дальнейшему изучению этого вопроса и наметили пути его исследования. Поэтому на излагаемые ниже соображения следует

смотреть не как на что-то окончательное, но лишь как на попытку обсудить этот сложный вопрос и наметить пути его дальнейшего исследования.

Распределение интрузивного магманизма. Если мы обратимся к рассмотрению изменения вещественного состава интрузивных магматических пород в ходе геологического развития подвижных поясов, то нетрудно уловить в нем определенные закономерности (некоторые из них уже отмечались при рассмотрении отдельных интрузивных комплексов).

Наиболее ранними проявлениями интрузивной деятельности в подвижных поясах являются малые близповерхностные интрузии основных магм в тесной пространственной, возрастной и генетической связи с излияниями лав спилито-кератофировой магматической формации. Средние и кислые дифференциаты основных магм в это время представлены в резко подчиненном развитии. Следующие крупные интрузии первой фазы складчатости сложены основными и ультраосновными магмами. Средние и кислые дифференциаты среди них присутствуют в еще меньших количествах, чем в спилито-кератофировой формации и сопровождающих ее малых интрузиях. Здесь наблюдается не совсем обычный случай, когда среди эффузивных пород более кислые дифференциаты присутствуют в больших количествах, чем среди тесно с ними связанных, хотя и несколько более поздних интрузивных пород, характеризующихся, наоборот, развитием более основных дифференциатов.

Среди эффузивов второго ритма осадконакопления (когда они имеют место) средние и кислые дифференциаты основных магм появляются в значительно больших количествах. Кроме кварцевых альбитофиров, отвечающих кислым существенно натровым магмам, появляются повышенной щелочности калиевые магмы, дающие породы типа трахитов. Следующие затем крупные интрузии второй фазы складчатости отличаются такими же особенностями вещественного состава. Среди них основные породы типа габбро и габбро-норитов пользуются резко подчиненным развитием, преобладают средние и кислые дифференциаты основных магм, либо типа кварцевых диоритов и плагиогранитов (кислые натровые), либо типа сиенито-диоритов и граносиенитов (повышенной щелочности калиевые). Таким образом, во втором ритме осадконакопления и в период последующей складчатости наблюдается достаточно четкая смена преобладающих основных магм и их ультраосновных дифференциатов резко преобладающими среди кислыми дифференциатами основных магм.

В средние этапы развития подвижных поясов вновь имеется четкая смена гранитоидных дифференциатов основных магм самостоятельными гранитоидными магмами, не обнаруживающими никаких признаков генетической связи с основной магмой. В поздние этапы развития сохраняются самостоятельные гранитоидные магмы, обычно несколько менее кислые, чем в средние этапы. Лишь в самом конце поздних этапов, иногда совместно с ними,

проявляются основные магмы или их дифференциаты, преимущественно средние.

Конечные этапы развития подвижных поясов характеризуются калиевыми гранитоидами повышенной щелочности, во многих случаях очень близкими к тем калиевым гранитоидам повышенной щелочности, которые характерны для второй половины ранних этапов. Судя по всем данным, в конечные этапы развития подвижных поясов вновь появляются гранитоидные дифференциаты основных магм. Кислые натровые дифференциаты, столь характерные для геосинклинальных магматических проявлений, в это время отсутствуют, вероятно, в связи с значительно большей жесткостью складчатого пояса.

Таким образом, общий ход эволюции магмы в процессе геологического развития подвижных поясов рисуется в следующем виде. Магматическая деятельность в подвижных поясах начинается с проявления основных и ультраосновных магм, как бы наследуемых от тех древних платформ, за счет которых развиваются подвижные пояса. В дальнейшем ходе геологического развития подвижного пояса эти магмы сменяются гранитоидными дифференциатами основной магмы и потом самостоятельными гранитоидными магмами. После превращения геосинклинали в складчатый пояс наблюдается последовательная смена магм в обратном направлении: самостоятельные гранитоидные магмы поздних этапов сменяются в конечные этапы развития гранитоидными дифференциатами основной магмы, а для молодой платформы, возникающей в результате длительного развития подвижного пояса, вновь появляются характерными недифференцированные основные магмы.

Распределение главнейших металлов. Еще более отчетливо выраженным и более характерным является распределение месторождений различных металлов в ходе геологического развития подвижных поясов. С основными и ультраосновными магмами первой половины ранних этапов связаны преимущественно магматические месторождения разных генетических типов, содержащие платину и платиноиды, хром, железо, титан, ванадий, фосфор, никель, кобальт, медь. Это преимущественно сидерофили и отчасти примыкающие к ним литофилы (элементы группы железа) и халькофили (медь).

Для второй половины ранних этапов, в связи с гранитоидными дифференциатами основной магмы, характерны гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения преимущественно железа, меди, свинца, цинка, барита, отчасти кобальта, мышьяка, серебра, золота.

Для средних этапов характерны гидротермальные, отчасти контактово-метасоматические месторождения олова, вольфрама, молибдена и золота, а также пегматитовые месторождения обычных элементов гранитных пегматитов (литий, бериллий, бор, tantal, ниобий и др.). Элементы, наиболее характерные для ранних этапов развития, здесь почти отсутствуют, чем обусловлено исключе-

чительно резкое изменение вещественного состава эндогенной минерализации с переходом к средним этапам развития, лишний раз подтверждающее правильность и обоснованность отделения самостоятельных гранитоидных магм от гранитоидных дифференциатов основной магмы.

В поздние этапы развития вещественный состав минерализаций в основном наследуется от средних этапов (олово, вольфрам, молибден, золото), однако в конце поздних этапов совместно с этим характерным комплексом металлов начинают встречаться чуждые ему элементы (железо, серебро, свинец, цинк). Очень показательно, как это отмечалось выше, что примесь основных магм и их дифференциатов характерна и для магматических проявлений в конце поздних этапов.

Наконец, в конечные этапы развития подвижных поясов вновь наблюдается исключительно резкое изменение вещественного состава эндогенной минерализации: олово, вольфрам, молибден и золото исчезают, ведущую роль начинают играть медь, железо, серебро, свинец, цинк, никель, кобальт, барит, т. е. весь тот комплекс металлов, который характерен для гранитоидных дифференциатов основных магм второй половины ранних этапов.

Таким образом, изменение вещественного состава эндогенной минерализации подвижных поясов идет в строгом соответствии с изменением вещественного состава магматических пород.

Распределение осадков. Вещественный состав стратифицированных толщ, возникающих в процессе развития осадконакопления в подвижных поясах, также изменяется достаточно закономерно. В первой половине ранних этапов наиболее типичными являются карбонатно-вулканогенные толщи. Ведущими элементами здесь являются железо, магний, кальций, натрий. Осадочные месторождения полезных ископаемых представлены преимущественно рудами железа, марганца, алюминия. Во второй половине ранних этапов (второй ритм осадконакопления) значение карбонатных и вулканогенных толщ снижается, возрастает роль терригенных толщ. Для средних этапов развития (третий ритм осадконакопления) они наиболее характерны. Ведущими элементами являются кремний и алюминий.

В поздние и конечные этапы развития осадконакопление сильно ослабевает. Характерна приуроченность к ним угленосных и соленосных толщ.

Комpleксы магм, их металлогения и причины возникновения. Подводя итоги распределению магм и металлов в ходе геологического развития подвижных поясов, мы видим, что совершенно четко намечаются три главных комплекса магм с характерным для каждого из них комплексом металлов. Если в каждом комплексе отбросить второстепенные элементы, то им может быть дана следующая металлогеническая характеристика.

А. Комплекс основных и ультраосновных магм — преимущественно магматические месторождения. Веду-

щие металлы — платина и платиноиды, хром, железо, титан, ванадий, фосфор, никель, кобальт, медь.

Б. Комплекс гранитоидных дифференциатов основной магмы — преимущественно контактово-метасоматические и гидротермальные месторождения. Ведущие металлы — железо, медь, свинец, цинк, барий, никель, кобальт, мышьяк, серебро.

В. Комплекс самостоятельных гранитоидных магм — преимущественно гидротермальные, отчасти пегматитовые и контактово-метасоматические месторождения. Ведущие металлы и элементы — олово, вольфрам, молибден, золото, а также литий, бериллий, бор, tantal, ниобий и др.

Сравнение с платформами. Если сравнить комплексы магм подвижных поясов с комплексами платформенных магм, то сразу видно, что наряду с известными чертами сходства в них наблюдается достаточно резкое различие. Комплексы основных и ультраосновных магм в подвижных поясах и платформах по существу один и тот же и характеризуется одними и теми же генетическими типами месторождений и одним и тем же комплексом металлов, однако количественная роль их в подвижных поясах и платформах неодинакова. Ликвационные месторождения медно-никель-кобальтовых руд резко преобладают на платформах и играют очень подчиненную роль в подвижных поясах. Месторождения самородной платины и хромитов в одинаковой мере характерны для платформ и подвижных поясов, причем для хромитов их роль заметно повышается в подвижных поясах. Наконец, гистеро-магматические месторождения титаномагнетитов и апатит-магнетитовых руд более характерны для подвижных поясов.

Комплекс гранитоидных дифференциатов основных магм и типичные для него месторождения и металлы широко развиты в подвижных поясах и крайне слабо на платформах (Алданская плита). В последнем случае мы имеем исключительно калиевые дифференциаты повышенной щелочности (граносиенитового ряда) при отсутствии кислых натровых дифференциатов (плагигранитного ряда). Вероятно, именно благодаря этому совершенно не встречается на платформах месторождений типа колчеданных заливей подвижных поясов.

Наконец, комплекс самостоятельных гранитоидных магм с характерной для него группой металлов на платформах совершенно не представлен.

При рассмотрении платформ нельзя обойти молчанием характерный для них комплекс щелочных и ультращелочных пород, с которыми связаны гистеромагматические месторождения титаномагнетитов, Хибинских апатит-нефелиновых руд, очень близких к ним месторождений щелочных пегматитов и гидротермальных месторождений криолита. Щелочные породы входят в некоторые граносиенитовые комплексы подвижных поясов, но с ними обычно связана незначительная минерализация. Для платформ характерно их значительное самостоятельное развитие, и потому они долж-

ны быть выделены как самостоятельный комплекс платформенных магм. Среди них совершенно не встречаются в пределах подвижных поясов щелочные гипербазиты, с которыми связаны месторождения алмазов, кнонита и др.

Диаграмма распределения металлов. Таким образом, каждый металл или элемент обнаруживает преимущественную приуроченность либо к платформам, либо к тем или иным этапам развития подвижных поясов. Если мы объединим металлоносность средних и поздних этапов развития, характеризующихся в общем одним и тем же комплексом металлов, то распределение каждого металла между: а) средними и поздними, б) ранними и в) конечными этапами развития (т. е. между тремя слагаемыми) можно изобразить на треугольной диаграмме (см. рисунок). Здесь правый угол треугольника отвечает средним и поздним этапам развития, левый — ранним этапам, вершина треугольника — конечным. Положение фигуративной точки каждого металла внутри треугольника или на его сторонах и в вершинах показывает процентное распределение ресурсов каждого металла для территории СССР между этими тремя слагаемыми. В правой вершине треугольника оказываются расположенными фигуративные точки таких металлов, как олово, вольфрам, литий, бериллий.

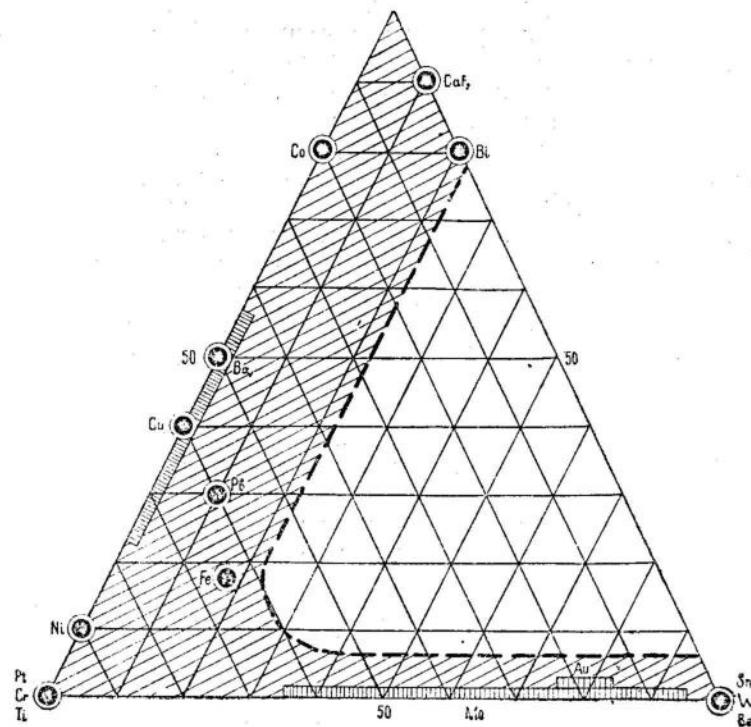


Диаграмма распределения металлов

Фигуративная точка золота также должна быть расположена вблизи этой вершины на основании треугольника. Однако с золотом возникла некоторая трудность, так как некоторая часть его запасов приходится на ту переходную группу близповерхностных месторождений, которая проявляется в конце ранних и в конце поздних этапов развития, т. е. как раз на грани этапов проявления гранитоидных дифференциаторов основной магмы и самостоятельных гранитоидных магм. Отнесение этой группы близповерхностных месторождений к тем или иным этапам развития не может быть достаточно обосновано. Поэтому на диаграмме они показаны раздельно, как четвертое слагаемое, в виде вектора; золото изображается на диаграмме распределения ресурсов в виде небольшого (8% ресурсов) вектора, совпадающего с основанием треугольника и расположенного вблизи его правой вершины. Значительно более длинный вектор (61% ресурсов), совпадающий с основанием треугольника, имеется для молибдена.

В левой вершине треугольника мы имеем фигуративные точки платины, хрома, титана, ванадия, которые целиком приурочены к ранним этапам развития. Вблизи левой вершины располагается фигуративная точка никеля (90%), отклоняющаяся на 10% в сторону вершины треугольника (конечные этапы). Барий располагается на половине расстояния между левой и верхней вершинами, кобальт — вблизи верхней вершины. Фигуративная точка меди изображается умеренной длины вектором (31%) между левой и верхней вершинами. Свинец и железо располагаются вблизи левой вершины с некоторым отклонением как вверху, так и вправо (за счет появления их в поздние этапы развития), висмут и флюорит расположены вблизи верхней вершины треугольника с незначительным отклонением вправо. Распределение ресурсов металлов между отдельными этапами развития (в процентах) выражается в табл. 3.

Таблица 3

| | Средние и поздние | Ранние | Конечные | Переходная группа |
|---------------------------|-------------------|--------|----------|-------------------|
| Олово, вольфрам | 100 | — | — | — |
| Литий, бериллий | 100 | — | — | — |
| Золото | 76 | 16 | — | 8 |
| Молибден | 35 | 4 | — | 61 |
| Платина, хром | — | 100 | — | — |
| Титан, ванадий | — | 100 | — | — |
| Никель | — | 90 | 10 | — |
| Кобальт | — | 20 | 80 | — |
| Барий | — | 50 | 50 | — |
| Медь | — | 44 | 25 | 31 |
| Свинец | 10 | 60 | 30 | — |
| Железо | 18 | 65 | 17 | — |
| Висмут | 20 | — | 80 | — |
| Флюорит | 10 | — | 90 | — |

Анализ диаграммы распределения металлов. При первом же взгляде на диаграмму можно видеть основные особенности распределения на ней фигутивных точек и векторов отдельных металлов. Все они тяготеют к вершинам треугольника или к его нижнему и левому основаниям. Правая сторона треугольника и вся его середина остаются пустыми. Это говорит о том, что в какой-то мере намечаются переходы от минерализации ранних этапов к минерализации средних этапов (золото, молибден) и от минерализации ранних этапов к минерализации конечных этапов (никель, кобальт, барий, медь, свинец, железо), но отсутствуют переходы от минерализации средних и поздних этапов к минерализации конечных этапов, если не считать незначительного отклонения фигутивных точек свинца и железа вправо.

Совершенно естественно предположить, что переходы от минерализации ранних к минерализации конечных этапов обусловлены наличием и там и здесь гранитоидных дифференциатов основной магмы. Что касается связи минерализации средних и ранних этапов, то она проявляется главным образом для золота и молибдена, т. е. для тех металлов, которые входят в переходную группу близповерхностных месторождений, будучи связаны в ней преимущественно с магмами средней кислотности. В эту же группу близповерхностных месторождений входят существенные ресурсы меди, чем намечаются основания для выделения соответствующих магм в качестве четвертого, промежуточного комплекса магм подвижных поясов с существенно медным, молибденовым и золотым оруденением. Промежуточное положение этого комплекса между основными и самостоятельными гранитоидными магмами как по времени проявления, так и по характеру минерализации позволяет высказать предварительное предположение о том, что эти магмы являются гибридными.

Смена магм как результат геологического развития подвижных поясов. В настоящее время может считаться доказанным геофизическими данными, что земная кора в верхних своих горизонтах состоит из сиалической оболочки и подстилающего ее базальтового слоя. Совершенно естественно, что магма, питающая интрузивные и эфузивные проявления, может проникать с глубины только через твердую земную кору, т. е. из наиболее верхних частей глубинных магматических очагов или глубинного магматического слоя, которые могут быть обозначены как область магматического питания. Проникновение магмы через жидкий магматический слой иного состава, естественно, невозможно.

Изучение магматических комплексов платформ показывает, что они питаются магмой из очагов, расположенных в пределах базальтового слоя. В одних случаях это недифференцированная базальтова магма, в других случаях это ультраосновные дифференциаты основной магмы, отвечающие наиболее глубоким частям магматических очагов, в третьих, значительно более редких слу-

чаях, это гранитоидные дифференциаты основной магмы, отвечающие наиболее верхним частям глубинных очагов базальтовой магмы. Ни в одном случае на платформах не встречается признаков деятельности магматических очагов, которые были бы расположены в пределах сиалической оболочки. Это говорит о том, что при платформенном режиме сиалическая оболочка земной коры не затрагивается процессами плавления.

Магматическая деятельность подвижных поясов начинается с преобладающего проявления основных и ультраосновных магм. Другими словами, при возникновении подвижного пояса за счет древней платформы область магматического питания первоначально располагается в пределах того же базальтового слоя, подавая в верхние горизонты земной коры то недифференцированную базальтovую магму, то ее гранитоидные дифференциаты, то, в период первой крупной фазы складчатости, ее ультраосновные дифференциаты. Такой магматический режим земной коры сохраняется лишь в начальные этапы развития подвижного пояса. После первой крупной фазы складчатости наблюдается резкий сдвиг в сторону преобладания гранитоидных дифференциатов основной магмы при резко подчиненном количестве недифференцированной базальтovой магмы и обычно при отсутствии ультраосновных дифференциатов. Так как более легкие гранитоидные дифференциаты должны занимать более верхние части магматических очагов, чем недифференцированная основная магма, можно заключить, что область магматического питания в этот период перемещается вверх. Вполне вероятно, что это является не только результатом направленного вверх теплового потока, т. е. прогрессирующего разогрева глубинных частей земной коры, но и погружения на глубину, навстречу тепловому потоку, самой коры как в результате предшествующего осадконакопления, так и в связи с процессами складчатости.

Вторая крупная фаза складчатости и развивающееся осадконакопление содействуют дальнейшему развитию того же процесса. В средние этапы развития подвижного пояса область магматического питания переходит уже в сиалический слой, о чём говорит смена гранитоидных дифференциатов основной магмы самостоятельными гранитоидными магмами с характерным для них комплексом металлов. В период третьей крупной фазы складчатости имеется наиболее высокое относительно оболочек земной коры положение области магматического питания.

Третья и последняя крупная фаза складчатости резко меняет направленность процесса развития подвижного пояса. Геосинклиналь замыкается и превращается в складчатый пояс. Тенденция геосинклинали к прогибанию сменяется тенденцией складчатого пояса к вздыманию, тенденция к осадконакоплению — тенденцией к размыву накопившихся осадков. В результате вздымания и размыва глубинные части земной оболочки как бы выводятся из области плавления, которая относительно них перемещается на

большие глубины. С другой стороны, превращение геосинклиналии в складчатый пояс, повидимому, резко меняет тепловой режим земной коры: вместо прогрессирующего ее разогрева наступает этап прогрессирующего остывания. В течение некоторого времени область магматического питания продолжает оставаться в пределах сиалической оболочки, отступая во все более глубокие ее горизонты. Поэтому в поздние этапы развития подвижного пояса вещественный состав магматических проявлений и эндогенной минерализации наследуется от средних этапов развития, проявляясь в совершенно иной тектонической обстановке. В конце поздних этапов развития в магматических проявлениях и эндогенной минерализации начинает чувствоваться влияние гранитоидных дифференциатов основной магмы (железо, свинец, сиенитовые разности магматических пород), вероятно, в связи с тем, что область магматического питания приближается к соответствующим глубинам земной коры.

Конечные этапы развития отвечают перемещению области магматического питания вновь в верхние, обогащенные гранитоидными дифференциатами части базальтового слоя. Таким образом, перемещение области магматического питания из одной земной оболочки в другую является строго закономерным и согласуется с преобладающим характером колебательных движений земной коры в отдельные этапы развития подвижного пояса.

Возникновение в конце ранних и в конце поздних этапов развития группы близповерхностных месторождений говорит о том, что область магматического питания располагается в это время в слое, переходном от сиалической оболочки к базальтовой, т. е. вероятно, в слое смешанной андезитовой магмы.

Причины разделения металлов. Столь четко выраженное и хорошо выдерживающееся разделение металлов между отдельными комплексами магм, отвечающими различным глубинам расположения области магматического питания, вызывает естественный вопрос о причинах такого разделения. С одной стороны, можно предполагать, что это разделение является реальным, т. е. что комплексы магм, отвечающие различным глубинам, обладают различными исходными содержаниями отдельных металлов, которое и является основной причиной их различной рудоносности. С другой стороны, можно предполагать, что при одинаковом или близком содержании одних и тех же металлов различные комплексы магм в силу каких-то иных особенностей в неодинаковой степени способны давать их промышленные месторождения.

Исходя из положения о том, что все особенности магмы, в том числе и ее рудоносность, являются результатом всей предшествующей истории ее геологического развития, посмотрим, каковы основные тенденции в развитии тех двух оболочек земной коры, базальтовой и сиалической, с геологическим развитием которых связаны процессы эндогенной минерализации.

Основные тенденции в развитии базальтовой и сиалической оболочек. Сиалическая оболочка земной коры, расположенная между базальтовой оболочкой, с одной стороны, атмосферой и гидросферой, с другой стороны, развивается в тесном взаимодействии с ними. Это взаимодействие выражается в основном в обмене между ними вещества (и, естественно, энергии), приводящем к изменению вещественного состава и общей массы вещества каждой из этих оболочек.

Сиалическая оболочка, взаимодействуя с атмо-гидросферой, дает очень разнообразный по составу комплекс осадочных образований, который, погружаясь на значительные глубины, дает комплекс метаморфических образований и, будучи вовлечен в область плавления, может дать гранитоидные магмы. Таким образом, комплекс осадочных образований все время остается составной частью сиалической оболочки. Однако в процессе перехода комплекса магматических пород в комплекс осадочных пород некоторые составные части сиалической оболочки удаляются из нее в состав атмо-гидросферы. Это в основном те соли, которые непрерывно накапливаются в мировом океане и, за исключением солей калия, в значительном количестве адсорбируемых глинистыми осадками, в основной своей части не возвращаются в состав сиалической оболочки. Таким образом, необратимым результатом взаимодействия сиалической оболочки с атмо-гидросферой является прогрессивное удаление из нее в мировой океан главным образом натрия и хлора, в меньшей степени — калия, магния и серы.

Взаимодействие базальтовой и сиалической оболочек является достаточно сложным и различным в разной геологической обстановке и в разные этапы геологического развития земной коры. В те этапы развития, когда область магматического питания располагается в пределах базальтовой оболочки, последняя выделяет в сиалическую оболочку разнообразные магматические и рудные продукты в форме эфузий и интрузий основных магм и их дифференциатов и сопровождающей их эндогенной минерализации. В результате этого общее количество вещества сиалической оболочки наращивается за счет базальтовой оболочки при соответствующем изменении его среднего состава. Пройдя процесс осадочной дифференциации, вещество базальтовой оболочки теряет свою индивидуальность и сливается с общей массой вещества сиалической оболочки.

Глубинная дифференциация базальтовой магмы как результат гравитационных процессов в этапы ее охлаждения и кристаллизации может дать продукты гранитоидного состава, наращивающие сиалическую оболочку в ее нижних частях. Это вторая возможная форма перехода вещества базальтовой оболочки в вещество сиалической оболочки. Наоборот, в этапы максимального разогрева и плавления глубинных слоев земной коры взаимодействие базальтовой и сиалической оболочек может выразиться в их частичном смешении с образованием промежуточного слоя андезитовой магмы.

Суммарным необратимым результатом взаимодействия базальтовой и сиалической оболочек земной коры является пополнение вещества сиалической оболочки за счет базальтовой оболочки при определенном изменении ее среднего состава. Экстраполируя этот процесс в далекое геологическое прошлое, можно сделать достаточно правдоподобное предположение о том, что вся сиалическая оболочка представляет не что иное как продукт глубинной дифференциации базальтового слоя, в какой-то мере переработанный процессами выветривания с удалением некоторых составных частей в мировой океан.

О ГЛАВЛЕНИЕ

| | Стр |
|--|-----|
| Предисловие | 3 |
| I. Введение | 5 |
| II. Схема развития эндогенной минерализации подвижных поясов | 20 |
| 1. Начальные и ранние этапы развития | 32 |
| Переходная группа месторождений | 44 |
| 2. Средние этапы развития | 48 |
| 3. Поздние этапы развития | 53 |
| 4. Конечные этапы развития | 61 |
| 5. Общие замечания к схеме развития эндогенной минерализации | 63 |
| III. Интрузивные и эндогенные минеральные комплексы платформенных областей | 68 |
| IV. Распределение во времени главнейших металлов эндогенных месторождений | 70 |
| V. Общие закономерности развития подвижных поясов и распределения в них магм, металлов и осадков. Комплексы магм и их металлогенения | 75 |

и обнаружено вновь. Итак, вновь вспоминается о том, что в первом издании было сделано нечто подобное, но с другой стороны, сокращение и упрощение текста неизбежно привело к тому, что некоторые изложенные в первом издании выводы не были уточнены. Поэтому предложенная в первом издании схема, в которой введен термин «терригенные толщи», не соответствует существующим в настоящем издании составлениям и материалам.

ЛИЧЕВАТО

ОПЕЧАТКИ

| Стра- ница | Строка | Напечатано | Следует читать |
|---------------|----------|---|--|
| 22 | 1 сверху | На известной таблице Н. М. Страхова | На известной таблице Н. М. Страхова (Изв. АН СССР 1949 г. № 6) |
| 28 | | В табл. 1 (графа четвертая) на границе между ранним и средним этапами осадконакопления следует включить морские терригенные толщи. | |
| 48 | 4 снизу | помощи | мощности |
| 51 | 22 снизу | развалились | развивались |
| 51 | 21 снизу | магматизации | магматизации |

Зак. 7076. Ю. А. Билибин

БИЛИБИН ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ

Металлогенические провинции и металлогенические эпохи

Редактор Н. И. Бабинцев

Техн. редактор С. А. Пенькова

Корректор Э. И. Капульская

Сдано в набор 25/VIII 1955 г.

Подписано к печати 10/XI 1955 г.

Формат бумаги 60×92 1/16

Печ. л. 5.5.

Уч.-изд. 5.63

Бум. л. 2.75. Тираж 6000 экз.

Т-18649

Цена 3 р. 95 к.

Зак. 7076

Центр. типография МО СССР им. К. Е. Ворошилова