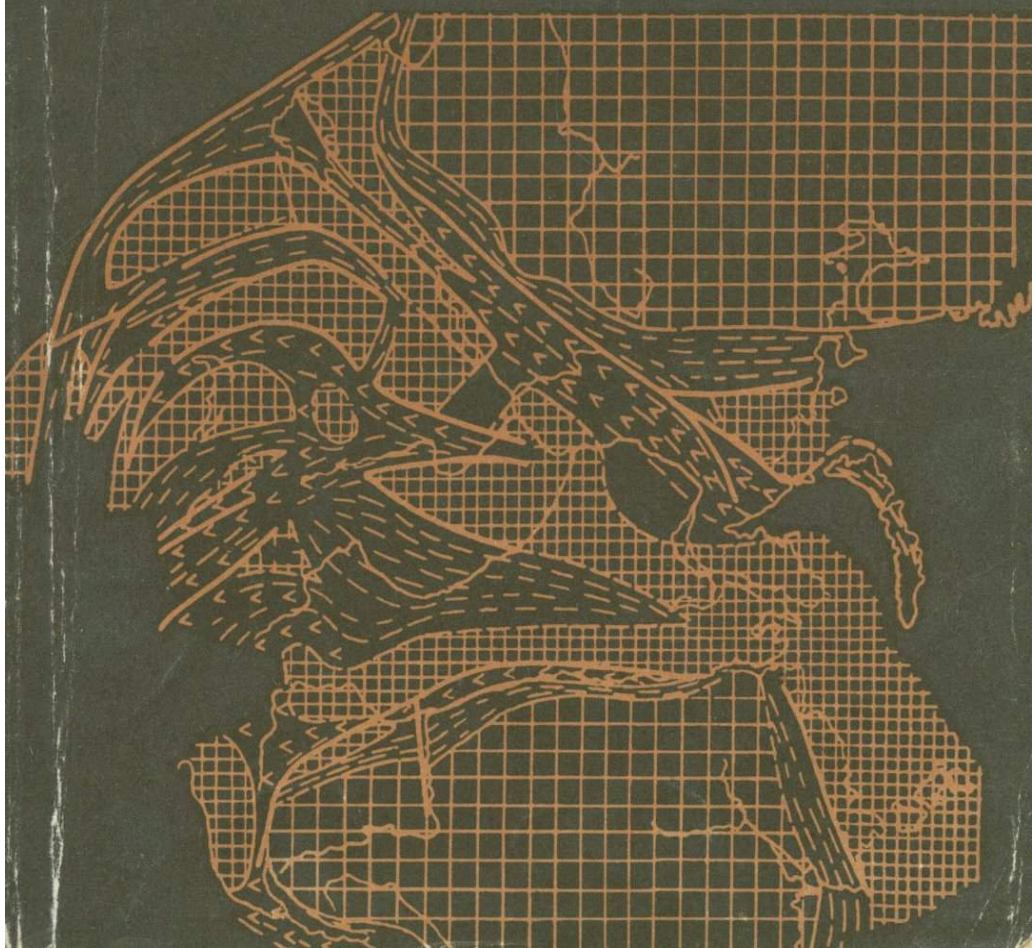


# Глубинное строение и металлогения подвижных поясов



Q1/14

# Глубинное строение и металлогения ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

5258



МОСКВА «НЕДРА» 1990

**Глубинное строение и металлогения подвижных поясов/**  
К.К.Золоев, Б.А.Попов, М.С.Рапопорт и др. — М.: Недра, 1990.  
— 191 с.: ил. — ISBN 5-247-00726-3.

Рассмотрены конкретные и обобщенные геолого-геофизические модели глубинного строения разных регионов, их металлогеническое районирование, геологическое развитие, эволюция рудообразования. На отдельных примерах показана специфичность металлогении главнейших рудных узлов, обусловленная составом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. Особое внимание уделено закономерностям размещения железных руд, меди, полиметаллов, редких металлов, асбеста и других полезных ископаемых различных генетических типов.

Для научных работников, занимающихся геологией, металлогенией и прогнозированием месторождений полезных ископаемых.

Табл. 4; ил. 20, список лит. — 50 назв.

*Авторы: К.К.Золоев, Б.А.Попов, М.С.Рапопорт, Е.С.Контарь, В.Я.Левин, А.И.Лисицын, С.И.Мормиль, В.С.Шуб.*

*Рецензент д-р геол.-минер. наук Д.И.Горжевский.*

1804060100 — 006

Г — 043 (01) — 90 97—90

© Коллектив авторов, 1990

ISBN 5-247-00726-3

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Успехи геологии и геофизики за последние годы значительно повысили уровень знаний о строении земной коры и взаимосвязях эндогенного оруденения с подкоровыми ее частями, в особенности с верхней мантией. Появилась возможность более уверенно судить об условиях образования рудных месторождений, исходя из специфики глубинного строения крупных геологических структур Земли, повысить точность металлогенического районирования. Этому также способствовали углубленное региональное геологическое изучение обширных территорий, крупномасштабное геологическое картирование рудных районов и металлогенические исследования теоретического и прикладного характера, выполнявшиеся с составлением разномасштабных металлогенических и прогнозных карт с привлечением данных глубинной геофизики.

Металлогения как наука о закономерностях формирования и размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве и во времени тесно связана, как известно, с историей геологического развития той или иной территории. При этом определяющая роль в эффективности составляемых металлогенических карт и прогнозов принадлежит сложившимся представлениям по вопросам тектоники, магматизма и метаморфизма исследуемых регионов. Однако эти представления в последние годы во многом становятся все более не адекватными фактическим данным крупномасштабного картирования, поскольку последние методически всегда основывались на принципах классической (фиксистской) геологии, а интерпретация этих данных все чаще стала производиться с неомобилистских позиций. В результате создалась критическая для металлогении обстановка, когда, по меткому выражению А.Д.Щеглова [47], "вторжение" в нее концепции тектоники плит в определенной степени "затормозило творческий подход к анализу новых явлений и фактов, связанных с установлением закономерностей размещения рудных месторождений, подменив его применением стандартных геодинамических ситуаций к металлогеническому анализу".

С другой стороны, концепция тектоники плит в объяснении явлений тектогенеза стала основой для выработки определенных штампов в понимании процессов тектономагматического развития крупных сегментов Земли. В то же время в приложении к внутриконтинентальным подвижным поясам общая схема развития последних с позиций неомобилистов практически ничем, кроме терминологических разногласий, не отличается от классических представлений. Вместе с тем канонизированные мобилистские модели не позволяют рассматривать главные элементы подвижных поясов (рифтовые зоны, эвгеосинклинали, зоны и области активизации и др.) и соответствующие им тектономагматические режимы в единой закономерной связи друг с другом. При этом игнорируется рудогенерирующая роль вещества верхней мантии во взаимосвязи с конкретным коровым окружением, так как зарождение и эволюция этого вещества предполага-

ется в одном месте, а окончательное формирование рудных месторождений — в другом. Более того, применение указанных моделей приводит к отрицанию цикличности в формировании подвижных поясов, фактов непосредственной смены молодыми эвгеосинклиналями более древних, явлений преемственности и унаследованности процессов магматизма и рудообразования, устойчивости в течение длительного времени центров и зон магматизма и оруденения с сохранением типоморфизма, в том числе и в пределах долгоживущих рифтовых зон. Правда, в последнее время среди мобилистов не только стала признаваться, но и широко обосновывается периодическая цикличность развития офиолитов, свидетельствующая, по их мнению, о неоднократном раскрытии и замыкании на одном месте палеоокеанов [12]. Тем не менее мобилистское направление внесло определенный вклад в развитие металлогенических исследований, хотя существенно их и не дополняет [39, 47].

Сложности в изучении металлогении и оценки прогнозных ресурсов возникают также из-за неодинакового понимания многими исследователями существа одних и тех же геологических явлений. Отсюда разногласия между исследователями в определении границ и объемов геологических и рудных формаций, их типизации в соответствии с конкретными геотектоническими режимами. Наконец, большим препятствием для металлогенических исследований является простая на первый взгляд терминологическая несогласованность между исследователями, наносящая большой вред металлогеническому анализу, прогнозу и районированию рудоносных площадей. Так, утверждение ряда металлогенистов о том, что хромитовое оруденение генетически и пространственно связано с ультраосновными породами только офиолитовых ассоциаций, не соответствует действительности. Крупнейшие месторождения хромитов мира (Бушвельд и др.) приурочены к ультраосновным расслоенным интрузиям платформ, к которым офиолиты никакого отношения не имеют. Точно так же колчеданное оруденение генетически связывается не только с вулканитами контрастных серий подвижных поясов, как это представляется рядом исследователей, но обнаруживается и в других геотектонических ситуациях в связи с развитием иных геологических режимов, не типичных для классических колчеданоносных районов.

Процессы рудообразования и пространственная локализация рудных месторождений в подвижных поясах закономерно связаны с их эволюцией, которая, в свою очередь, обусловлена общими причинами развития тектоносферы Земли. Вопросы закономерной связи эндогенного оруденения с эволюцией глубинных структур представляют не только теоретический интерес, но и практически важны для более обоснованного металлогенического анализа и прогнозных построений в рудных районах.

Указанные вопросы на конкретном материале рассматриваются применительно к Урало-Монгольскому подвижному поясу. В различных частях последнего авторами в разные годы проводились те или иные исследования, главным образом, связанные с изучением особенностей геологического строения и металлогении рудных районов. Кроме того, как по Урало-Монгольскому поясу, так и по некоторым другим аналогичным

регионам, собраны и обобщены многочисленные литературные данные, в том числе отражающие современное состояние изученности глубинной геологии и металлогении. Один из разделов книги посвящен металлогении Кубы, которая, несмотря на ее окраинно-материковое положение, аналогична Уральской — типично внутриконтинентальной провинции, что свидетельствует об общности главных процессов их формирования. В книге авторы выражают согласованные представления о сложных, противоречивых и не всегда еще достаточно изученных проблемах эволюции подвижных поясов и связанных с ними процессов рудообразования, продолжая и углубляя ряд своих публикаций [5] по этим вопросам, нашедших в среде геологической общественности широкую поддержку и понимание.

## ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Согласно представлениям традиционной металлогении наиболее важной общей закономерностью размещения рудных месторождений является четко устанавливаемая на различных иерархических уровнях (от глобальных до региональных и локальных) связь определенных групп месторождений со строго определенными тектоническими структурами. Как отмечает А.Д.Щеглов [47], эта общая закономерность применима к любому рангу структур и с небольшим нашим уточнением может быть сформулирована следующим образом: определенные генетические и формационные типы месторождений полезных ископаемых образуются и локализуются в конкретных типах тектонических структур. В основе этой закономерности, по мнению авторов, лежит еще более общая связь формирующихся коровых поверхностных тектонических структур и локализованных в них типоморфных рудных месторождений с направленным глубинным преобразованием и движением мантийного вещества, эволюция которого определяет особенности тектонических режимов. В этой связи авторам представляется неправильным строго индивидуализировать некоторые отдельные элементы подвижных поясов, каковыми являются рифтовые зоны, эвгеосинклинали, орогенные области и участки тектономагматической активизации. Тем самым, обедняется сама суть металлогении, игнорируется преемственная связь последовательных тектонических режимов и процессов рудообразования, определенная их цикличность и стадийность, обусловленная, в свою очередь, направленной эволюцией вещества верхней мантии, которая в конечном итоге определяет структурно-вещественную неоднородность земной коры и возникновение в ней типоморфных для каждой стадии (режима) геологических и рудных формаций.

Рассмотрим подробнее характеристику различных элементов подвижных поясов, особенности зон тектономагматической активизации как составных частей этих подвижных поясов, а также характеристику геологических и рудных формаций, присущих тектоническим режимам и структурам определенных порядков, возникающих на соответствующих этапах развития подвижных поясов.

### ТИПОМОРФНЫЕ СТРУКТУРЫ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

В настоящее время, вопреки устоявшимся представлениям об однотипности тектонических процессов в разные эпохи развития Земли, стало очевидным, что они неодинаково протекали в докембрии и фанерозое.

Оказалось, что "главная складчатость" геосинклиналей не всегда сопровождалась преобразованием маломощной океанической коры, возникавшей в процессе их развития, в мощную кору континентального типа. Такой механизм преобразования коры характерен только для неогена и не может быть распространен на ранний протерозой и тем более на архей. Как отмечает Е.Е.Милановский [24], с получением новых данных все более обосновывается предположение, что существующие в настоящее время кратоны образовались на месте площадей с древнейшей корой не океанического, а протоконтинентального типа. В связи с этим, вполне вероятно, что сходная древнейшая протоконтинентальная кора существовала также в пределах значительной части площадей развития будущих подвижных поясов (в первую очередь внутриконтинентальных). Такая кора подверглась в дальнейшем сильной деструкции, приведшей, в частности, к появлению внутри подвижных поясов зон с корой океанического типа. Можно привести пример с каледонидами Казахстана, в результате деструкции которых возникла мозаичная структура с разнонаправленными герцинскими геосинклинальными зонами с корой океанического типа, преобразованной позже в континентальную. Еще более ярким примером служит Верхояно-Колымская складчатая область, древнее основание которой коррелируется с археем фундамента сопредельной с запада Сибирской платформы. Эта древнейшая континентальная кора впоследствии неоднократно наращивалась, вплоть до времени формирования мезозой, в геосинклинальном обрамлении платформенных блоков которых (в срединных массивах) при гранитизации синхронно возникали участки молодой коры континентального типа.

Однако на Урале не все ордовикско-силурийские эвгеосинклинальные зоны с корой океанического (базальтоидного) типа подверглись полному преобразованию. В средней части Главного Уральского глубинного разлома преобразования вновь сформированной раннепалеозойской океанической коры в континентальную не произошло, несмотря на то, что в Тагильской зоне замыкание ордовикско-раннедевонской эвгеосинклинали завершилось задолго до установления на Урале общего орогенного режима. Более того, в рассматриваемой средней части Урала оказались незавершенными каледониды.

Таким образом, если обратиться к существу понятия "подвижный пояс", то под ним большинством исследователей понимается крупный элемент тектоносферы Земли, имеющий значительное протяжение и соответствующий на ее поверхности обширным областям разрядки глубинных мантийных процессов. Подвижные пояса представляют собой, следовательно, сложные, полициклически развивающиеся глобальные зоны повышенной тектонической активности, связанные через глубинные разломы с крупными зонами астеносферы мантии. Согласно такой формулировке подвижных поясов и приведенным конкретным данным о главных составных частях подвижных поясов, последние должны включать в себя систему глубинных разломов, рифтогенных зон, эвгеосинклиналей и сопряженных с ними миогеосинклиналей, остаточных срединных массивов, орогенных областей и разновозрастных зон тектономагматической акти-

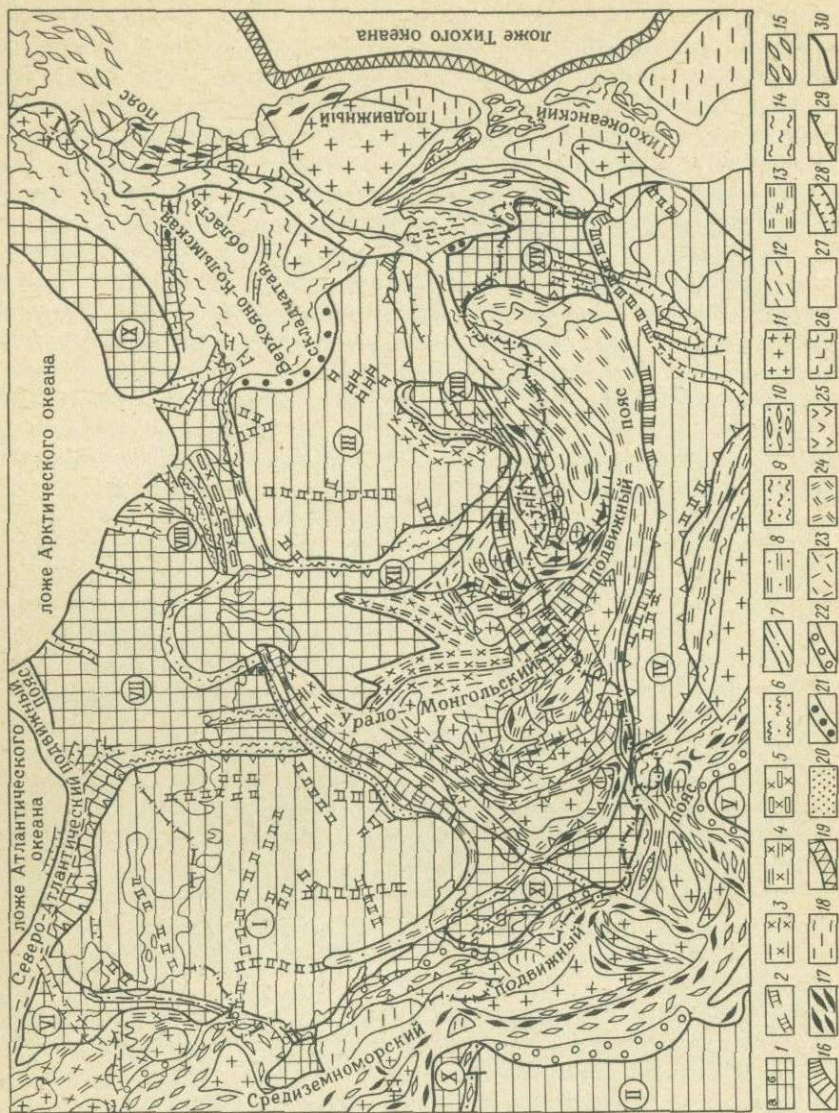


Рис. 1. Положение Урало-Монгольского подвижного пояса в структурах Евразии. По Е.Е.Милановскому [24], с упрощениями:

1 — древние платформы (а) и метаплатформенные области (б) (I — Восточно-Европейская, II — Африкано-Аравийская, III — Сибирская, VII — Китайская, V — Индостанская, VI — Среднеевропейская, VIII — Печоро-Баренцевоморская, VIII — Таймыро-Северо-Земельская, IX — Гиперборейская, X — Северо-Аравийская, XI — Южно-Туранская, XII — Енисейско-Присянская, XIII — Байкальская, XIV — Буреино-Дунбейская); 2 — рифейские авлакогены, частично регенерированные в палеозое; 3–5 — складчатые зоны в плитном чехле (3 — каледонские, 4 — герцинские, 5 — раннекиммерий-

визации. Тем не менее, согласно классификации М.В. Муратова, В.Е. Хаина и других исследователей, подвижные пояса могут подразделяться на: геосинклинальные, превращающиеся позднее в складчатые пояса; орогенные, нередко разрастающиеся в поднятия и имеющие большую ширину, чем геосинклинали, из которых они были преобразованы; складчатые и т.д. Намного последовательнее и правильнее, по нашему мнению, подходит к термину "подвижный пояс" (а не геосинклинальный или складчатый пояс) Е.Е. Милановский [24]. Он считает этот термин более широким и емким, поскольку развитие подвижного пояса проходит в течение двух главных мегаэтапов — мегаэтапа заложения и эволюции в рамках геосинклинального режима, завершающегося в разных частях пояса разновременно (геосинклинальный этап), и постгеосинклинального мегаэтапа, в течение которого тектоническая подвижность пояса в целом снижается, и в структурном отношении он уже представляет собой складчатый пояс. Но и в этом, более правильном определении подвижного пояса заключается несколько эклектическое суждение, поскольку геосинклинальная зона является всего лишь элементом подвижного пояса (так же, как рифтовая зона, срединный массив и др.). "Складчатый пояс", как нам представляется, следует терминологически употреблять для складчатых структур (протогеосинклинальных и прогеосинклинальных) древних платформ. Последние с этими складчатыми структурами совместно консолидированы в единые древние кратоны, разделенные в современном тектоническом плане грандиозными подвижными поясами, вполне сопоставимыми с ними по своим размерам (рис. 1), но более молодыми по возрасту в целом.

Прежде чем перейти к характеристике главных структур подвижных поясов, следует более подробно остановиться на явлениях тектономагматической активизации, присущей всем элементам тектоносферы Земли. Через них лучше прослеживаются закономерные взаимосвязи основных стадий эндогенных режимов подвижных поясов и соответствующих им классов возникающих тектонических структур.

Тектономагматическая активизация понимается как проявление эндогенного процесса в консервативных, стабилизированных структурах земной коры: платформах, срединных массивах, а также в завершивших свое развитие или временно стабилизированных геосинклиналях. Активи-

---

ские); 6–10 — авлакогеосинклинальные складчатые зоны (6 — байкальские и возможно салаирские, 7 — каледонские, 8 — герцинские, 9 — киммерийские, 10 — альпийские). Подвижные пояса: 11 — остаточные срединные массивы, в основном позднерифейские; 12–15 — эпигеосинклинальные складчатые системы (12 — салаирские и каледонские, 13 — герцинские, 14 — киммерийские, 15 — альпийские); 16 — эвгеосинклинальные зоны эпигеосинклинальных складчатых систем разного возраста — только на поверхности; 17 — офиолитовые зоны разного возраста — сuture древних раздвиговых зон с корой океанического типа; 18 — глубоководные впадины внутренних и окраинных морей; 19 — глубоководные желоба; 20–22 — краевые прогибы (20 — герцинские, 21 — киммерийские, 22 — альпийские); 23–26 — краевые вулканические пояса (23 — эпикаледонские, 24 — позднегерцинские, 25 — эпикиммерийские, 26 — эпипальпейские); 27 — ложе океанов; 28 — рифтовая зона; 29 — крупнейшие надвиги и тектонические покровы; 30 — границы основных тектонических областей (платформ, подвижных поясов и ложа океанов)

зация служит прямым отражением мантийных возмущений, способом вывода в земную кору мантийного вещества и энергии, сопряженных с развитием особого типа геологических структур, отличных от платформенных и геосинклинальных. Проявление процессов активизации может быть независимым, обособленным (автономная активизация) или находится в сложной зависимости от геосинклинального развития (отраженная активизация). В геосинклинальном складчатом поясе наблюдается автономная активизация до и после геосинклинального цикла, а в рамках последнего на континентальных бортах и срединных массивах происходит отраженная активизация.

В СССР учение о тектономагматической активизации много лет плодотворно разрабатывается А.Д.Щегловым [47] в приложении к Казахстану, Алтае-Саянской области, Забайкалью и Тихоокеанскому поясу. В последние годы эти разработки сосредоточены на металлогении процессов активизации, имеющих отношение к мантийным месторождениям и рудопроявлениям, для которых структуры земной коры и породные комплексы выступают в качестве рудовмещающих — структурных и литологических ловушек. Коровые процессы (осадконакопление, магматизм, метаморфизм) не определяют появления мантийных месторождений, но оказывают существенное влияние на их локализацию и состав. Эта двойственная геологическая позиция мантийного оруденения в земной коре с преобладающим значением подкоровых причин и наложением глубинных магматических и рудных образований на различные структуры земной коры отражена А.Д.Щегловым в понятии "нелинейная металлогения", которая представляется как особый раздел металлогении, изучающий закономерности формирования в земной коре рудных месторождений с мантийным источником.

Отметим, что процессы активизации, очевидно, могут иметь не только рудогенерирующий, но и рудоконцентрирующий смысл, т.е. способствовать мобилизации рудного вещества, рассеянного в породах коры. Особую роль при этом играют рудоподводящие и рудоконцентрирующие тектонические нарушения.

Зоны активизации в широком смысле — еще один структурный элемент земной коры, особый тип структур, отличный от платформенных и геосинклинальных. Их можно охарактеризовать как глыбовые структуры (области "дива"), возникающие на консолидированных структурах платформ и областей завершенной складчатости.

А.Д.Щеглов [47] выделяет три основных типа процессов активизации: 1) автономная активизация; 2) отраженная активизация в срединных массивах и на обрамлениях геосинклиналей, происходящая в связи с развитием подвижных поясов; 3) активизация, проявляющаяся в новейших тектонических движениях, создающих современный макрорельеф, приводящая к современному горообразованию.

Для всех типов процессов активизации характерны следующие черты.

1. Проявление в консолидированных участках и областях: завершенных геосинклиналях и на платформах, т.е. на молодых и древних платформах.

2. Временная самостоятельность процессов автономной активизации, их часто значительная оторванность от геосинклинального развития.

3. Нередко особый тип магматизма и метасоматоза (щелочной, карбонатитовый, кимберлитовый, щелочногранитный, гранит-пегматитовый, аргиллизитовый, щелочнополевошпатовый метасоматизм и др.), сопряженного с потоками глубинных флюидов.

4. Развитие процессов активизации в зонах глубинных тектонических разрывов, которые проявляются в следующих основных видах: а) подновленные древние разломы на границах структурно-фациальных палеозон (структурных швов); б) новообразованные разломы на границах поздних наложенных прогибов и грабенов, выполненных вулканогенными и терригенными образованиями, часто угленосными (ранние вулканогенные и поздние терригенные наложенные прогибы); в) секущие поздние разломы без наложенных прогибов, нередко проявляющиеся на данном эрозионном уровне без смещений и фиксирующиеся по типоморфным магматическим, метасоматическим и рудным образованиям. Последние могут быть в виде сплошных или цепочечных линейных элементов сквозьструктурного заложения, как бы просвечивающих в верхних горизонтах земной коры.

5. В разрезах тектоносферы зон активизации фиксируется приподнятая поверхность мантии и может быть редуцированным сиалический слой при увеличенной мощности базальтового слоя.

6. Металлогения зон активизации своеобразна. Наиболее распространены ранние комплексные редкометальные, полиметаллические месторождения и поздние — ртутные, флюоритовые. Характерны экзотические сочетания металлов, например молибдена, рутения и др. В некоторых медно-порфириновых месторождениях отмечаются низкотемпературные месторождения золота и серебра в ассоциации с вольфрамом, молибденом, редкоземельным и радиоактивными элементами.

7. Месторождения и рудопроявления часто дают линейные группировки вдоль зон долгоживущих разломов.

8. Наиболее распространены на Земле зоны мезозойской и кайнозойской активизации, менее — позднепалеозойской. Более древние процессы активизации изучены фрагментарно.

9. В сложных полистадийных складчатых поясах периоды активизации маркируются перерывами осадконакопления и корами выветривания.

Формы проявления процессов активизации: линейная, линейно-ареальная. Первая связана с протяженными глубинными разломами, вторая — с развитием сводово-глыбовых поднятий и впадин. Вторая форма активизации характерна для антиклинорных областей геосинклиналей, представляющих изначально платформу, разбитую на блоки многочисленными авлакогенами. Активизация консолидированной геосинклинальной области и автономная активизация срединных массивов может выражаться образованием наложенных грабенов сначала вулканогенных, а затем терригенных (постгеосинклинальных рифтовых зон, по Е.Е.Милановскому [24]), на фоне общего воздымания. Магматизм и метасоматизм сосредоточивается

в тектонических разрывах по границам грабенов, реже внутри них. Преобладают трещинные гипабиссальные и субвулканические интрузии гранит-порфиров и лейкогранитов, основных и ультраосновных щелочных пород, сиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров. На стадии образования вулканогенных грабенов формируется молибденовое, вольфрамовое, оловянное, золотое, серебряное, полиметаллическое оруденения и флюоритовое, сурьмяное, баритовое, ртутное — на более поздней стадии терригенных впадин. Интрузии и оруденение часто фиксируются за пределами грабеновых структур, вблизи них в оперяющих разломах и обладают чертами приповерхностных образований. Две последовательные стадии наложенных структур проявляются не всегда: одна из них может отсутствовать.

На платформах и срединных массивах поздние наложенные структуры наблюдаются реже, и активизация выражается в зонах протяженных разрывов, которые неоднократно подновляются, приводя к совмещению разнообразных магматитов, метасоматитов и оруденения. Наиболее распространено молибден-вольфрамовое и редкометалльно-редкоземельное оруденение с монзонит-гранитными, щелочно-гранитными и щелочно-карбонатитовыми интрузиями соответственно. К продуктам активизации также принадлежат региональные редкометалльные полевошпатовые многостадийные, обогащенные фтором метасоматиты гранитного или сиенитового облика, не имеющие видимых связей с интрузиями.

При изучении процессов активизации необходимо уяснить соотношение понятий активизация, геосинклиналь, рифтогенез. Последнее широко распространилось в геологической литературе и приобрело универсальный смысл, заменяя геосинклиналь и активизацию. Геосинклинальный процесс во внутриконтинентальных подвижных поясах представляет собой главный этап их развития, характеризующийся режимом растяжения и опускания. Растяжение и разрыв континентальной коры ведет к возникновению рвов — рифтов с новообразованной корой океанического типа при вскрытии базальтового слоя или даже верхней мантии. Е.Е.Милановский [24] называет такие структуры разрыва в подвижном поясе рифтоподобными, подчеркивая их сравнительную недолговечность, быстрое последующее преобразование. Процесс рифтогенеза с образованием линейных грабенов вновь проявляется на эпигеосинклинальном этапе развития подвижного пояса.

Нетрудно заметить, что подобный эпигеосинклинальный рифтогенез согласуется с выделенной А.Д.Щегловым активизацией консолидированной геосинклинальной области, сопровождаемой наложенными прогибами. Вероятно, в качестве зон активизации здесь следует обозначить участки, примыкающие с внешней стороны к прогибам и характеризующиеся образованием серии ограничивающих и оперяющих разрывов с трещинными интрузиями, узко локализованным метасоматозом и оруденением. Здесь мы, очевидно, имеем активизацию, перерастающую в рифтогенез и сопровождающую последний на бортах рифта.

По отношению к собственно геосинклинальному процессу активиза-

ция может выполнять роль спускового механизма, открывающего пути проникновения в земную кору глубинного вещества и энергии. В одних случаях, такой процесс этим и ограничивается, даже при неоднократном последующем подновлении. В других случаях подобная активизация сменяется раздвигом — рифтом, который в свою очередь может перерасти в геосинклиналь, а может функционировать длительное время в качестве рифта. Примером последнего является внутриконтинентальный Восточно-Африканский рифт, сохраняющий свою специфику около 2,7 млрд лет.

Таким образом, соотношение этих трех процессов в рамках вкладываемых в них понятий следующее: активизация древней платформы → рифтогенез → геосинклинальное развитие → молодая платформа → активизация → рифтогенез. Здесь активизация выступает как автономный процесс на древней и молодой платформах, локализованный в зонах тектонических разрывов, а также в комплексах временной консолидации геосинклиналей, например в промежутках между разными стадиями их развития. Вероятно, можно наметить еще одну позицию активизации на относительно спокойном квазиплатформенном этапе, предшествующем орогенезу. Таким образом, в подвижных поясах активизация выступает как закономерный элемент их развития.

Относительно просто обстоит дело с выделением зон отраженной активизации в краевых частях платформ и на срединных массивах. Основными критериями здесь служат необычный экзотический состав породных комплексов, редкометальная, редкоземельная, фторовая минерализация, приуроченность к зонам крупных разрывов, линейная форма зон, синхронность проявления процессов активизации со значительными событиями в соседней геосинклинали. Наложенные структуры в зонах отраженной активизации на платформах и срединных массивах образуются редко. В приложении к подобным зонам широкое распространение получила терминология рифтогенеза, что осложняет распознавание этих объектов по литературным данным. Важный дополнительный признак их определения — это нередкое отсутствие растяжения в зонах тектонических разрывов. Последние могут формироваться и в обстановке сжатия.

Г.А.Твалчрелидзе [40], отдавая должное ведущей роли в длительной истории формирования Земли двум противоположным процессам — аккреции сиалической коры и ее деструкции, выделяет две главные группы рудоносных структур земной коры: аккреционные (геосинклинали, орогенные пояса, платформы) и деструктивные (сводово-глыбовые области, рифтогенные структуры и структуры океанического дна). Поскольку, по мнению Г.А.Твалчрелидзе, эти два ведущих противоположных процесса формирования Земли связаны между собой, с философских позиций, единством взаимодействия и противоборства, постольку соответствующие группы главных структур Земли связаны между собой закономерными переходами. Особое значение, как переходным, он придает рифтогенным структурам. При этом, среди рифтогенных структур, выделяемых Г.А.Твалчрелидзе, различаются типично платформенные (авлакогены, перикратоны, передовые прогибы) и первично эвгеосинклинальные, что, с

нашей точки зрения, еще более четко подчеркивает закономерное единство различных переходных от платформы к подвижным поясам тектонических структур.

В.В.Белоусов [3], рассматривая эволюцию эндогенных режимов, вскрывает закономерные связи формирующихся главных структур Земли, подчеркивая последовательность их образования, унаследованность, а иногда, автономность или незавершенность отдельных классов режимов. Указывая на появление в последнее время все больше фактов, противоречащих обязательному окончанию геосинклинального развития горообразованием, он больше склонен рассматривать орогенез в качестве самостоятельного процесса структурообразования. Вместе с тем, считая орогенный режим самостоятельным, хотя он часто и следует за геосинклинальным, но непосредственно из него не вытекает, В.В.Белоусов приводит, как нам представляется, очень важный довод в пользу взаимосвязи орогенеза и собственно геосинклинального развития: очень часто орогенный режим возникает там, где перед началом орогенеза и окончанием собственно геосинклинального развития существовал более или менее длительный перерыв, в течение которого движения земной коры и вся эндогенная активность характеризуются относительным спокойствием. Как раз такой длительный перерыв заметного снижения активности земной коры и соответствует переходу собственно геосинклинального периода ее развития в орогенный. В это время отмечается относительно слабый наземный вулканизм андезитовидного типа, широкое грабенообразование с угленакплением, узко локализованный магматизм трапповидного типа. На Урале предорогенная стабилизация, фиксируемая замыканием ряда эвгеосинклинальных зон и переходом их в зоны частной стабилизации, началась в Тагильском прогибе еще в позднем силуре — раннем девоне [5]. Затем такое замыкание и волнообразное возникновение новых эвгеосинклинальных зон с хорошо известной в литературе миграцией магматизма с запада на восток и с севера на юг продолжалось вплоть до позднего девона — раннего карбона, завершившись великой визейской трансгрессией. Со второй половины среднего карбона на этой территории установился орогенный режим. В среднем девоне частная стабилизация сопровождалась мощным корообразованием латеритного типа с формированием внутригеосинклинальных бокситов. В раннем карбоне происходило грабенообразование и угленакпление. Для этого же периода предорогенной стабилизации характерны типичные активизационные процессы, которые отличаются высокощелочным вулканизмом трахибазальтоидного типа, траппоидами (худолазовский комплекс Южного Урала и др.), а также предорогенным монцонитоидным гранитоидным магматизмом. Интересно, что аналогичные процессы корообразования, формирования грабенов, явления магматизма и накопления полезных ископаемых (бокситы, угли, золото-серебряно-сурьмяная минерализации и др.) происходили сразу же по окончании орогенеза и вступления Урала в платформенную стадию развития. Таким образом, предорогенный субплатформенный режим стабилизации в своем начальном развитии был как бы прерван и отделен от типичного платформенного, с четко выраженными чертами акти-

визации, периодом орогенеза, который в области распространения остаточных срединных массивов Урало-Тобольской геосинклинали сопровождался мощным гранитообразованием сиалического типа.

С точки зрения существования закономерного перехода эвгеосинклиналей в орогенные структуры очень важны представления В.И.Смирнова [39] о стадийности эндогенного рудообразования в геосинклинально-складчатых зонах. В каждом цикле геосинклинального развития, которые во времени сокращались от древних к более молодым, по своей общей продолжительности самой длительной является собственно геосинклинальная стадия, охватывающая 50–70 % времени геосинклинального этапа, а самой непродолжительной – инверсионная, соскладчатая (орогенная) стадия, на долю которой приходится 5–15 % времени развития геосинклинали. Тем не менее эта стадия является очень продуктивной в отношении формирования рудных концентраций разных типов и металлов.

Е.И.Паталаха [28], рассматривая вопросы тектоники подвижных поясов, и в частности Урало-Монгольского, и отмечая хорошо известную мозаичность ряда эвгеосинклинальных зон, подчеркивает рифтогенный характер их заложения. Урало-Монгольский подвижный пояс в Казахском секторе, по его мнению, формировался в палеозое не по модели крупномасштабного спрединга океанического дна, как считают некоторые исследователи, а главным образом в виде рифтинга, которому подверглась эпикаральская грандиозная платформа (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Китайская и Таримская вместе взятые). Континентальные процессы седиментогенеза с плохо сохранившимися грабеновыми фациями, формировавшиеся в начале рифтогенеза, сменялись впоследствии морскими. Рифтогенез сопровождался, по Е.И.Паталахе, образованием относительно глубоководных линейных трогов, разделенных менее опущенными и более устойчивыми древними полигональными массивами, которые также подверглись морскому (отчасти вулканогенному) седиментогенезу шельфового характера. Реконструируемая схема рифтов характерна (рис. 2) и специфична для этих структурных форм. Мозаичность рифтов и сопровождающих их геосинклинальных трогов усиливается при наложении рифтовых систем одного цикла на предшествующие, при этом более юные рифты часто удивительно четко наследуют древние, располагаясь на их продолжении или телескопируя их (рис. 3).

Указанные рифтовые зоны и трогои сопровождаются офиолитами (гипербазиты, вулканиты и др.), тектонизированными и превращенными

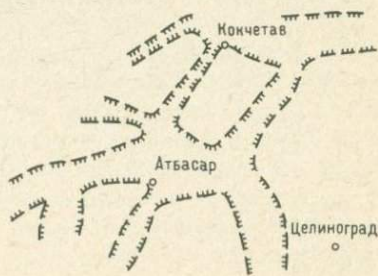


Рис. 2. Характер сочленения реконструируемых рифтов в пределах Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан). По Л.В.Булыго [28]

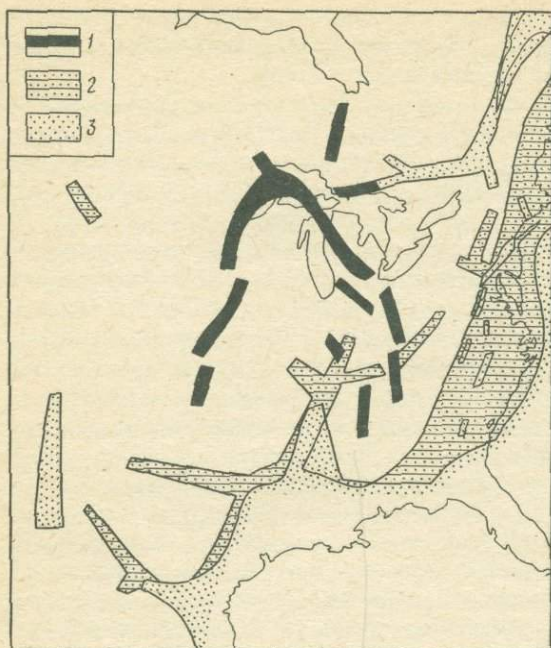


Рис. 3. Характер соотношения разновозрастных рифтов в области Мидконтинента США. По И.Б.Рамбергу и П.Моргану:  
 1-3 — рифты: 1 — докембрийские, кьюиноуского возраста — 1,1 млрд лет, 2 — зокембрийские, 600 млн лет, 3 — мезозойские и кайнозойские, 200 млн лет — ныне (по Келлеру и другим, с упрощениями)

в меланж [28]. Для самих офиолитовых зон присущи диагональные, торцовые и другие сочленения, повторяющие форму мозаичных рифтов (рис. 4).

Таким образом, во всех приведенных случаях отмечаются закономерные переходы между рифтовыми зонами и собственно геосинклинальными структурами, с одной стороны, и последними и орогенными (через зоны частной предорогеной стабилизации) — с другой.

Е.Е.Милановский отмечает [24] закономерные переходы от рифтовых зон и систем к геосинклинальным для различных подвижных поясов Мира в целом и для Урало-Монгольского в частности. Им приводится наиболее полная систематика основных элементов тектонических структур подвижных поясов. Согласно ей в подвижных поясах выделяются структуры раннего геосинклинального мегаэтапа развития из нескольких циклов, включающих элементы собственно геосинклинального и орогенного этапов, и позднего постгеосинклинального мегаэтапа, которые включают этапы "нормального" развития с эпигеосинклинальными складчатыми поясами и областями, молодые плиты и выступы складчатого основания, или молодые щиты, и этапы тектономагматической активизации, включающие области и зоны активизации с рифтогенными зонами (системами) и краевыми вулканическими поясами.

В элементах собственно геосинклинального этапа Е.Е.Милановский предлагает выделять геосинклинальные пояса и области (системы), подразделяющиеся на геосинклинальные прогибы (талассогеосинклинальные

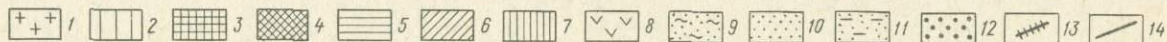
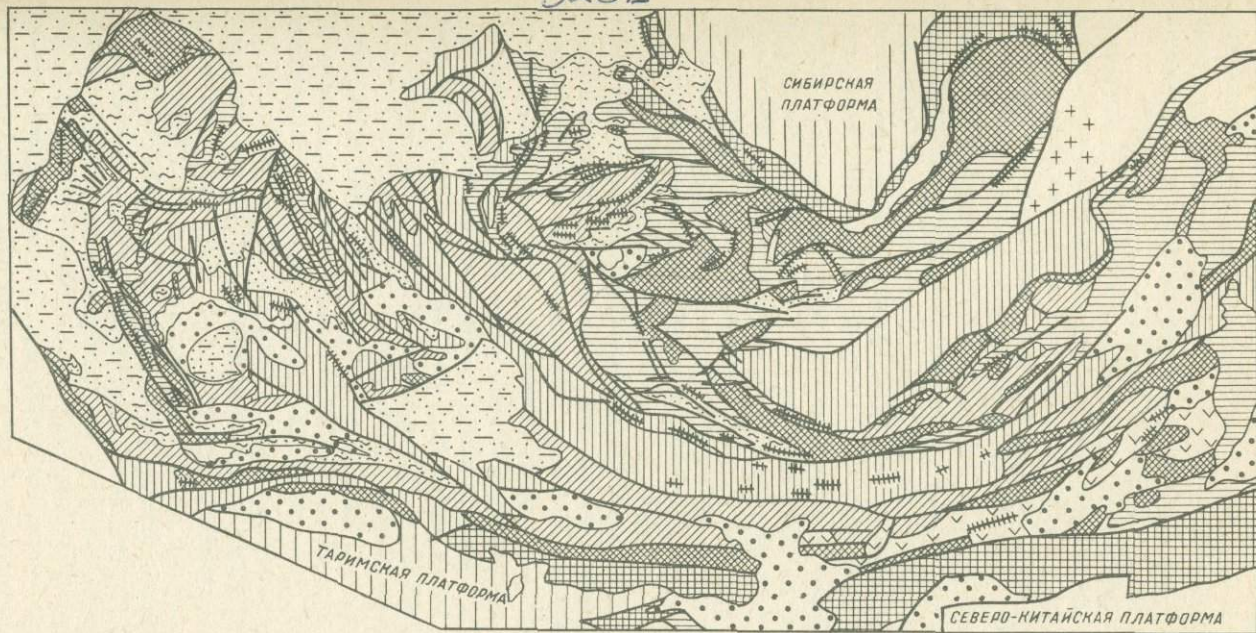


Рис. 4. Схема расположения гипербазитов в южной части Урало-Монгольского пояса. По Е.И.Паталахе и др. [28]:

1 — древние переработанные структуры Станового хребта; 2 — чехол древних платформ; 3 — области байкальской складчатости; 4 — выступы позднерифейского основания, переработанные палеозойским тектогенезом; 5—8 — геосинклинальные комплексы (5 — раннекаледонские, 6 — позднекаледонские, 7 — раннегерцинские, 8 — позднегерцинские); 9, 10 — соответственно эпикаледонские и эпигерцинские орогенные комплексы; 11 — чехол эпипалеозойской платформы; 12 — позднепалеозойские — кайнозойские впадины, выполненные сероцветными и красноцветными молассами; 13 — гипербазитовые пояса; 14 — разломы.

или офиолитовые звгеосинклинальные, мезогеосинклинальные и миогеосинклинальные), и срединные остаточные массивы с геоантиклиналями. Элементы орогенного этапа подразделяются на срединные приподнятые массивы и эпигеосинклинальные орогенные (протоорогенные) области, включающие внутренние впадины, эпигеосинклинальные складчатые сооружения и краевые прогибы.

Если схему развития подвижных поясов рассматривать с исторических позиций развития литосферы земли, то прав Е.Е.Милановский, который указывает на вторичность происхождения, по крайней мере внутриконтинентальных подвижных поясов, по отношению к древнейшей коре литосферных плит.

Таким образом, основные тектонические (соответственно магматические и др.) режимы в порядке исторической последовательности платформа — подвижной пояс для последних будут следующими: сводовые поднятия и глубинные расколы платформы → рифтогенез → геосинклинальное трогообразование → орогенез → молодая платформа. В геосинклинальном режиме выделяются ранне- и позднегеосинклинальные подстадии с предороженным этапом частной стабилизации; орогенный режим подразделяется на ранний и поздний. Между орогенезом и рифтогенной стадией развития отмечается субплатформенная стадия относительного покоя земной коры, которая фиксируется корообразованием и заложением грабенов, переходящих затем в рифтогенные зоны, широким распространением карбонатных формаций и др.

Соответственно, среди главных структурных (структурно-формационных) элементов подвижных поясов мы будем в дальнейшем различать рифтовые (рифтогенные) зоны и системы, краевые вулканические пояса (как структурные элементы на границах геосинклинальных зон и предшествующих им по возрасту складчатых областей), геосинклинальные прогибы или мегазоны (зв- и миогеосинклинальные или активизированные края платформ), объединяемые в геосинклинальные системы, срединные остаточные массивы, геоантиклинали и краевые прогибы (на границе края платформ с геосинклинальной системой).

Таким образом, в каждом подвижном поясе могут быть выделены структуры древнего платформенного обрамления, остаточные срединные массивы — фрагменты древней платформы (в том числе приподнятые, активизированные и эродированные), которые в определенных частях пояса вовлекаются в общий геосинклинальный процесс и испытывают тектономагматическую активизацию, а также структуры собственно геосинклинали, включающие ранне- и позднегеосинклинальные и орогенные зоны, за счет развития которых и происходит формирование молодой континентальной коры и приращение древней платформы. Следовательно, начавшись с деструкционных явлений, становление подвижных поясов завершается аккрецией. Деструкционные структуры (сводово-глыбовые поднятия, расколы, рифтогенез) сопровождаются высокой щелочностью и активностью летучих, способствуют в основном переконцентрации петрогенного и рудного вещества с заметным накоплением совместно с литофильными редких и редкоземельных элементов, а структуры аккрецион-

ные (геосинклинали, орогенные зоны) — накоплению сидерофильных и халькофильных элементов во вновь сформированной молодой океанической и континентальной коре.

### ГЛАВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ, ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Месторождения полезных ископаемых распространены в структурах земной коры неравномерно. Для определенных структур характерна также локализация определенных типов и видов минерального сырья. По Д.В.Рундквисту [38], в истории геологического развития земной коры четко прослеживаются эволюция генетических типов рудных месторождений, определенные типы и виды минерального сырья, имеющие максимумы накопления во времени, отмечается периодичность концентрации рудного вещества в земной коре. Месторождения разных типов полезных ископаемых неодинаково проявляются во времени в связи с генетической приуроченностью их к различным по возрасту геологическим формациям. В истории формирования земной коры В.И.Смирновым [39] выделяются тектономагматические и соответствующие им металлогенические этапы. Для каждого из них развитие проходит в две стадии: раннюю — с возникновением рудных месторождений, характерных для комплекса базальтоидных пород мантийного происхождения и позднюю — с месторождениями в гранитоидах корового генезиса. Соответственно для тех и других характерны присущие им геологические и рудные формации.

Формационный анализ геологических образований получил в последние годы широкое признание в нашей стране. Он положен в основу металлогенических исследований и получил официальный статус при оценке прогнозных ресурсов практически всех основных твердых полезных ископаемых. Однако многие вопросы формационного анализа, в особенности для метаморфических, метасоматических и других преобразованных геологических образований, остаются дискуссионными и неоднозначно решаемыми.

#### Определение формаций, их соотношение с рудными объектами

В определении геологических формаций существуют, как известно, два основных подхода: парагенетический и генетический. Первый из них, сформулированный впервые Н.С.Шатским, предполагает рассмотрение геологических формаций как естественных совокупностей горных пород, объединяемых общностью сонахождения (парагенезисом). При этом генетическая связь между породами считается необязательной или, во всяком случае, может быть не всегда установлена. Сторонники парагенетического направления считают, что так как объективные факты, указывающие на ус-

ловия образования (происхождения, генезиса) геологических формаций, часто отсутствуют, то рассматривать формации в этом плане нецелесообразно.

Генетический подход к определению геологических формаций учитывает генетическую связь между собой ассоциацией горных пород и руд. Если теоретически можно представить себе ситуации, когда при формационном анализе исследователь абстрагируется от представлений о генетической сущности породных и рудных совокупностей, то на практике они всегда рассматриваются в конкретных условиях их нахождения и образования. Такой анализ необходим при рассмотрении геологических формаций в металлогеническом аспекте, цель которого выявление условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных компонентов. Без такого подхода сам термин "металлогения" теряет свой смысл. Поэтому не удивительно, что даже наиболее ортодоксальные сторонники парагенетического подхода к анализу геологических формаций практически вынуждены при их классификации оценивать формации с генетической стороны, выделяя интрузивные, вулканогенные, метаморфические, осадочные, а среди последних — морские, континентальные и т.п.

Таким образом, наиболее приемлемым представляется определение геологической формации, как объективно существующего геологического тела, включающего устойчивые ассоциации горных пород и полезных ископаемых, характеризующихся общностью сонахождения (парагенезиса), строения, вещественного состава и, как следствие, условий образования (генезиса).

Еще сложнее обстоит дело с метаморфическими формациями. Изучение и расчленение метаморфических толщ затруднено в связи с их особенностями: сложностью реставрации многократно преобразованного субстрата; трудностью выделения в метаморфических толщах опорных горизонтов; обычным отсутствием органических остатков, необходимых для определения возраста и стратиграфической корреляции и др.

Среди специалистов, занимающихся проблемой формационного анализа, нет единогласия в необходимости и возможности его использования применительно к метаморфическим породам.

Результативность формационного анализа и его важность для целей расчленения и картирования метаморфических толщ показаны в трудах сессии Комиссии по метаморфизму и метаморфогенному рудообразованию Межведомственного петрографического комитета, состоявшейся в 1979 г. в г. Фрунзе.

При изучении метаморфических толщ широко применяется термин "метаморфический комплекс". Употребляется он для обозначения ассоциаций метаморфических пород, которым свойственны сходные пространственно-генетические особенности. В таком понимании термина в комплекс могут включаться образования как одновозрастного, так и разновозрастного субстрата, объединенные общностью проявленных метаморфических процессов. В отличие от приведенного поднятия "метаморфический комплекс" термин "метаморфическая формация" более конкретен. Он обозна-

чает ассоциацию метаморфических пород, характеризующуюся не только сходными пространственно-генетическими или пространственно-парагенетическими особенностями, но и близким возрастом субстрата. В таком понимании метаморфические формации являются закономерными членами ряда геологических формаций: осадочных, магматических, метаморфических, метасоматических, рудных, т.е. определенных сообществ горных пород или геологических тел, объединяемых в генетическом, парагенетическом, стратиграфическом или каком-либо ином отношении в пределах определенных пространственно-временных границ. Это определение более емкое и применимо к любым геологическим формациям в целом. Геологические формации, наряду с признаками состава и строения, характеризуются наличием определенных ассоциаций полезных ископаемых. Это не только конкретизирует роль формационного анализа при металлогенетических построениях, но, по существу, является необходимым условием такого анализа. Рассматривая всю совокупность процессов, приводящих к образованию, накоплению, захоронению и сохранности аномальных концентраций полезных компонентов в геологических формациях, следует подчеркнуть, что условия образования отдельных формаций обуславливают их определенную рудоносность. В связи с этим, прежде всего, должны выделяться рудоносные формации.

Под рудоносной формацией понимается такая геологическая формация, при образовании которой происходит накопление и концентрация полезного компонента, вплоть до аномальных его значений, когда рудоносные формации переходят в рудные.

Такое определение рудоносной формации в смысловом отношении довольно близко определению, приведенному Д.В. Рундквистом и др. [18]. По-видимому, при этом следует предполагать генетическое единство процессов формирования геологической формации и заключенных в ней аномальных концентраций полезного компонента. Для большинства эндогенных полезных ископаемых такое генетическое единство осуществляется через метасоматические формации. Например, для ряда месторождений золота это березитовая, листвениновая, кварцево-серицитовая, кварцево-жильная и другие метасоматические формации, в процессе образования и становления которых происходит концентрация золота. При этом рудовмещающие формации могут быть образованы в одну стадию развития подвижного пояса, а рудоносные, метасоматически на них наложенные, — в другую. В других случаях, особенно для многих экзогенных полезных ископаемых рудовмещающие и рудоносные формации совпадают.

Как было только что показано, кроме рудоносных геологических формаций выделяются рудовмещающие, а также рудогенерирующие и рудообразующие формации.

Понятие рудовмещающей формации было предложено группой авторов [18], которые правильно указывают на отсутствие генетической и возрастной связи рудовмещающей формации с процессами оруденения. М.Б.Бородаевская и другие [31] отмечают, что рудовмещающие формации часто выступают "в роли среды рудоотложения...". Таким образом, под рудовмещающими формациями следует понимать геологические фор-

мации, парагенетически связанные с рудоносной, подстилающие и перекрывающие ее в разрезе или фациально замещающие ее по латерали.

Для многих рудовмещающих формаций характерна повышенная проницаемость слагающих пород, обеспечивающая активную миграцию рудоносных флюидов и растворов, интенсивное протекание метасоматических процессов. Одновременно породы рудовмещающих формаций могут быть благоприятными для создания геохимических барьеров, способствующих высвобождению и осаждению полезного компонента. Обычно к таким комплексам относятся терригенные, терригенно-сланцевые, карбонатные, туфогенные, отчасти вулканогенные (особенно рассланцованные) толщи. Рудовмещающая роль формаций усиливается в тех частях, где создаются условия особенно высокой проницаемости пород.

Д.В.Рундквистом и другими [18] введено понятие "рудоносная материнская формация", под которой понимается "...геологическая формация, не содержащая в качестве составной части интересующую нас промышленно ценную минерализацию, но в связи с которой оруденение формируется в близлежащих геологических формациях". Влияние близлежащих формаций на рудный процесс явление сложное и многостороннее. Как правильно указывают М.Б.Бородаевская и другие [31], такие формации могут, с одной стороны, играть роль источника рудного вещества, а с другой — источника транспортирующих агентов. В то же время, важную роль в рудообразовании играют геологические формации — источники энергетического потока. Объединение всех этих формаций в одну группу рудоносных материнских формаций представляется нецелесообразным, тем более, что эти формации по своему характеру не являются "рудоносными". Более рациональным является выделение, по крайней мере, двух типов формаций: рудогенерирующих и рудообразующих [31], что сейчас общепринято для оценки прогнозных ресурсов.

Под рудогенерирующими в этом случае принимаются такие геологические формации, которые в процессе рудообразования являются источником полезного компонента. Соответственно под рудообразующими формациями понимаются геологические формации, становление которых связано с возникновением энергетического (обычно теплового) потока и транспортирующих агентов (флюидов, растворов, расплавов), обуславливающих миграцию, перераспределение и концентрацию полезного компонента.

Анализ роли и закономерностей распространения рудовмещающих, рудогенерирующих и рудообразующих формаций является необходимой составной частью металлогенических исследований, при этом особенно важен рудноформационный анализ. В его основе лежит принцип изучения соотношений природных скоплений рудного вещества с определенными естественными ассоциациями магматических или осадочных пород.

Рудная формация в нашем понимании является частью рудоносной и большинством исследователей определяется как группа месторождений и (или) рудопроявлений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образовавшимися в близких геологических условиях. Приведенное определение обозначает абстрактную рудную формацию, ко-

торой соответствует петроформационный тип или абстрактная геологическая формация. Поскольку геологические формации образуются на определенных геолого-тектонических этапах развития земной коры и характеризуются определенными условиями образования, то возникновение связанных с ними рудных месторождений обусловлено теми же причинами.

Вопросы о закономерных связях геологических и рудных формаций в пространстве и времени рассматриваются в литературе давно. По их роли в рудообразовании среди геологических формаций выделяются рудогенерирующие, рудоносные, рудообразующие и рудовмещающие [11, 31]. Главными критериями рудоносности геологических формаций магматогенного типа являются тесные корреляционные связи петро- и геохимических особенностей рудовмещающих пород и минерального состава руд, а также постоянные пространственные и временные совмещения определенных типов рудных формаций с характерными геологическими формациями в соответствующих структурно-формационных зонах. При этом важно отметить, что возникновение таких структурно-формационных зон со специфическими рудными и вмещающими геологическими формациями контролируется определенными геодинамическими режимами [5, 31].

С этих позиций при рудноформационном анализе следует учитывать двойственность сущности рудной формации. С одной стороны, в ней подчеркивается экономическая сторона определенных геологических тел и объектов, поскольку в определении рудной формации фигурирует "месторождение" и "рудопоявление". При этом экономическое значение, по Р.М.Константинову и В.А.Кузнецову, имеет только та часть рудных формаций, которая выделяется в виде геолого-промышленных типов месторождений. С другой стороны, акцентируя внимание на естественно-геологических особенностях становления концентраций рудного вещества, рудную формацию, по существу, можно рассматривать как часть рудоносной, в которой концентрация полезного (рудного) компонента достигает практически значимых количественных параметров.

К сожалению, в геологической терминологии отсутствует определение, которому соответствует понятие "руда" и которое характеризует ее не как экономический, а как естественно-геологический объект, т.е. как горную породу, каковой, в сущности, руда и является. То вещество, которое мы называем рудным, как и любая горная порода, состоит из минералов и может быть моно- или полиминеральным. Оно является составной частью геологических формаций, в рамках которых рудообразование представляет одну из ступеней геологического развития, тесно связанного с породообразованием и геолого-тектоническим режимом. Формирование рудных скоплений происходит в процессе магматической или метаморфической дифференциации, взаимодействия магматических поступлений друг с другом или породами рамы, метасоматических преобразований, изменении климатических условий и т.д. Суть его сводится к концентрированию вещества в процессе образования или преобразования геологической формации. Отличие руды с точки зрения ее потребительских свойств от горной породы состоит в аномально высоком содержании некоторых

полезных компонентов и, следовательно, в несколько специфическом режиме образования.

Ряд неметаллических полезных ископаемых, таких как слюды, кварц, асбесты и другие, становятся рудой не только при концентрировании, но главным образом при изменении формы и укрупнении размеров их кристаллических выделений, качества огранки, чистоты кристаллов и наличия определенных физических свойств. Некоторые горные породы, в основном мономинеральные, могут служить рудами в их обычном первично возникшем виде, например, бокситы, известняки, фосфориты, минеральные соли, анортозиты и др.

Можно провести определенную аналогию между пироксеновым оливинитом, состоящим из 90 % оливина и 10 % пироксена, магнетита, хромита, с колчеданной рудой. Последняя обычно сложена на 90—95 % пиритом и содержит 5—10 % халькопирита, сфалерита, пирротина. Соответственно она может быть, строго говоря, названа сфалерит-халькопиритовым пиритом, образованным на самых ранних стадиях развития эвгеосинклиналей. В более поздних рудах преобладают халькопирит и сфалерит. Апатит-нефелиновые руды — это результат определенной эволюции массивов нефелиновых сиенитов. Набор минералов в них тот же, что и во вмещающих породах, а сами руды отличаются лишь содержанием и количественными соотношениями полезных компонентов. Сами же нефелиновые сиениты, как и анортозиты, могут служить сырьем для производства алюминия, цемента, соды и т.д. Формирование редкометалльных карбонатитов, пегматитов и других — это петрологический процесс, происходящий в рамках образования ассоциаций горных пород, а представляющие промышленный интерес рудные составляющие в них часто находятся на аксессуарном уровне. Залежи бокситов, угля, фосфоритов, солей и другие являются членами определенных рудоносных осадочных формаций, образованных при соответствующих, палеогеоморфологических, палеогеографических, палеоклиматических и других обстановках.

Такие примеры могут быть продолжены. Они наиболее выразительны, когда речь идет о так называемых сплошных рудах, имеющих отчетливые геологические границы. В случае вкрапленных руд, промышленная ценность которых определяется по результатам опробования, геологические границы рудоносного массива, как правило, четко устанавливаются, а границы рудного тела в его пределах фактически определяются условно, в соответствии с требованиями промышленности. Это происходит на штокверково-вкрапленных медно-порфиновых, молибден-медно-порфиновых, вольфрамовых и других аналогичных им месторождениях. Такая руда по существу представляет собой сульфидизированный гранит-порфир или вольфрамизированный гранит (подобно альбитизированному гранит-порфиру или окварцованному граниту и т.д.)

Следовательно, скопление вещества, которое принято называть рудным, является закономерной составной частью всего геологического тела, возникновение которого обусловлено общим геологическим процессом развития земной коры и которое при определенных экономических условиях приобретает промышленное значение. В связи с этим, рудную

формацию следует рассматривать как частный случай или особую форму проявления геологической формации вообще и рудоносной формации в частности.

Понятие "рудная формация", таким образом, должно отражать не только состав руд, но и связь их с продуктивным магматизмом, геолого-тектонической обстановкой образования скоплений рудного вещества.

Для рассмотрения вопроса о металлогенической специализации геологических формаций кратко остановимся на соотношении между понятиями "рудоносная формация" и "рудная формация". Если, как было показано ранее, рудоносная формация — понятие геологогенетическое, то "...рудная формация — понятие не только геологическое, но и экономическое" [18]. Обычно рудная формация определяется как "группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, формирующимися в близких геологических условиях". В основу классификации рудных формаций должен быть положен их минеральный состав так как именно он в первую очередь определяет геолого-экономическую значимость рудного объекта (содержание полезного компонента, возможность применения соответствующих схем обогащения и переработки руд и т.д.). В качестве признаков, дополняющих характеристику рудных формаций, обычно учитывается положение рудной формации внутри рудоносной, морфология рудных тел, типы рудных залежей и т.д.

Исходя из приведенного определения рудной формации, учитывающего геолого-экономическое содержание, в таком значении она имеет чисто прикладной характер для оценки соответствующих прогнозных ресурсов полезных ископаемых, когда последним нужно дать экономическое обоснование. Для целей решения общих вопросов металлогенического анализа необходимость в геолого-экономическом анализе отпадает, так как потенциальная рудоносность может определяться по наличию типоморфной рудной минерализации в определенной геологической формации, что уже позволяет судить о промышленных перспективах прогнозируемого объекта.

### **Некоторые замечания об объеме и границах формаций**

Конкретное расчленение горных пород по признакам формационной принадлежности или, точнее, установление общих признаков для разных сходных геологических образований, позволяющих их объединять в одну формацию (или выделять в разные при отсутствии таковых), — задача очень сложная. Для рудных формаций эти сложности разрешаются проще, если формационная принадлежность рудовмещающих и рудоносных пород установлена точно, поскольку и соотношения главных компонентов однотипных металлов в разных формациях могут быть для генетически сходных руд разными.

Критерии формационного расчленения различных горных пород де-

тально разобраны в трудах Е.К.Устиева, В.Е.Хаина, Н.С.Шатского, Н.П.Хераскова, Ю.А.Кузнецова, В.Н.Москалевой и др. Однако в последнее время появилось много публикаций, когда тот или иной исследователь применяет соответствующую терминологию формационного расчленения, которая при более детальном ознакомлении оказывается не соответствует общепринятым нормам. Особенно это касается некоторых геологических формаций подвижных поясов и, в частности, таких понятий, как альпинотипные гипербазиты, офиолиты, инициальные вулканиты и др. Рассмотрим некоторые из них.

Альпинотипные гипербазиты занимают важное место в магматической геологии, тектонике, метаморфизме и других процессах, определяющих формирование земной коры и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Как объекты — индикаторы важнейших этапов эволюции складчатых структур и, в частности, земной коры — в целом они давно привлекают к себе внимание. Как раз постоянной приуроченности их к определенным стадиям тектономагматического развития подвижных поясов обязано название рассматриваемой ассоциации горных пород. Однако многие исследователи в нашей стране и за рубежом под альпинотипными гипербазитами понимают не вообще гипербазиты (ультраосновные породы), а те из них, которые являются продуктами субстрата верхней мантии, подвергшегося селективному плавлению.

При современном толковании этих понятий практически все ультраосновные породы подвижных поясов надо относить к альпинотипным гипербазитам. Исключением являются ограниченно распространенные метасоматиты, связанные как с преобразованием самих магматических ультраосновных пород, так и с метаморфизмом магнезиальных осадочных образований. Однако традиционно и по существу, если различать главные ассоциации ультраосновных пород по признаку принадлежности к эволюционному ряду в развитии складчатых поясов, то наряду с собственно альпинотипными гипербазитами ранних стадий эвгеосинклиналей, необходимо выделять гипербазиты концентрически-зональных комплексов и расслоенных интрузий, формирующихся на более поздних стадиях становления тектонических структур, или синхронно, но в другой геологической обстановке.

К.К.Золоевым, Д.С.Штейнбергом и другими [2] рассмотрены вопросы петрологии, метаморфизма и взаимоотношений альпинотипных гипербазитов с другими интрузивными породами подвижных поясов. Остановимся на некоторых, не затронутых или недостаточно освещенных ими вопросах, имеющих принципиальное значение для проблемы формационного анализа.

Главным остается вопрос, а что все-таки следует относить к альпинотипным гипербазитам? Вопрос этот с определенной долей условности решается на основе анализа данных о взаимоотношениях различных гипербазитов и на соотношениях последних с продуктами магматизма более основного и кислого составов, а также регионального метаморфизма, отражающих последовательность основных событий тектономагматического развития того или иного региона. Например, Урал по распространению

в нем массивов ультраосновных пород относится к уникальной в мире провинции и по этому признаку всегда считался поясом фемического профиля, хотя по данным исследований последних лет в ряде структурно-формационных зон сиалический магматизм и связанное с ним оруденение преобладают как явно ведущие. Вместе с габброидными массами гипербазиты слагают в регионе огромные по протяженности габбро-гипербазитовые пояса. Среди собственно ультраосновных пород выделяются резко преобладающие по объему гипербазиты дунит-гарцбургитовой ассоциации, гипербазиты концентрически-зональных комплексов и расчлененные интрузии.

Ассоциированные с гипербазитами габбро по химическому составу разделяются на высокоизвестковистые, бедные калием, титаном и железом и на нормальноизвестковистые, близкие по составу к толеитовым базальтам с нормальным содержанием калия. Высокоизвестковые габбро составляют с гипербазитами дунит-гарцбургитовых ассоциаций элементарную пару — рестит+габбро — продукт селективного плавления истощенного лерцолита. Наряду с этими габбро, в тесной пространственной связи с породами дунит-гарцбургитовой ассоциации широко распространены нормальноизвестковистые габбро. Однако последние нередко удалены от массивов дунит-гарцбургитовой ассоциации, слагая самостоятельные тела, и, наоборот, часто находятся совместно с массивами гипербазитов концентрически-зональных комплексов, выделяемых в самостоятельную дунит-клинопироксенитовую формацию. Во всех приведенных случаях габбро всегда оказываются моложе гипербазитов и отчетливо рвут последние. В массивах концентрически-зональных комплексов между габбро и дунитами залегают клинопироксениты и верлиты. Точно так же между гарцбургитами дунит-гарцбургитовых полосчатых ассоциаций и прорывающими их габбро находятся реакционно-метасоматические дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы, возникающие по гарцбургитовому субстрату.

Таким образом, габбро всегда являются более поздними по отношению к ультраосновным породам. С другой стороны, габбро, пространственно ассоциирующие с дунит-клинопироксенитовыми комплексами, часто метаморфизуют колчеданосные вулканиты контрастной формации [5]. В то же время ультраосновные породы дунит-гарцбургитовой формации совместно с габбро подвергаются деформациям и размыву с образованием конгломератов и перекрываются колчеданосными вулканитами контрастной формации (Дегтярско-Полевской район Среднего Урала). Наконец, в ряде случаев гипербазиты дунит-гарцбургитовой ассоциации явно прорываются и метаморфизуются гипербазитами и габбро концентрически-зональных комплексов (Ревдинский массив на Среднем Урале).

Следовательно, в одном поясе отмечаются две четко разновозрастные гипербазитовые ассоциации: ранняя дунит-гарцбургитовая и более поздняя дунит-клинопироксенитовая. Точно так же выделяются две возрастные группы габбро: одна ранняя в пространственно-генетической связи с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации и другая, более позд-

няя, пространственно совмещенная с гипербазитами обеих групп, обособляющаяся самостоятельно в виде довольно крупных массивов.

Учитывая наряду с указанными данными резкие различия двух групп гипербазитов по их вещественному составу и особенностям петрохимии и геохимии ультраосновных пород, а также разные соотношения времени деформаций и метаморфизма вмещающих горных пород, резко отличные морфологические параметры массивов (узковытянутые "щелевые" для гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации и концентрические для дунит-клинопироксенитовой) и другие факты, можно с уверенностью говорить о большом временном разрыве между формированием в земной коре гипербазитов дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой формаций. Первая — доскладчатая и появляется в коре до становления контрастных вулканогенных формаций, вторая — со складчатая и постскладчатая, образуется в стадию преобладающих сжатий эвгеосинклинали и в период формирования порфиритовых формаций, а тесно пространственно-генетически связанные с ними габбро (Кытлымский, Качканарский, Уктусский и другие массивы) метаморфизуют вулканиты контрастной формации. Следовательно, только первая, а именно дунит-гарцбургитовая формация гипербазитов может относиться к собственно альпинотипным гипербазитам. Такие же соотношения отмечаются для других регионов мира.

Большие смысловые недоразумения допускаются в литературе и практике исследований также в части определения пород офиолитовой ассоциации. Еще нередко к этой группе пород относят как гипербазиты дунит-гарцбургитовых, так и дунит-клинопироксенитовых комплексов. Приведенные данные свидетельствуют о том, что к наиболее полным ассоциациям, пространственно совмещенным и близким по времени комплексам пород, могут относиться только гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, генетически тесно с ними связанные офиолитовые маложелезистые, низкотитанистые и низкоизвестковистые габбро и вулканиты недифференцированных спилит-диабазовых серий. Ультраосновные породы, габброиды и вулканиты других формационных типов, в частности дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы типа уральских платиноносных, не должны относиться к офиолитовым ассоциациям, так как явно принадлежат продуктам магматизма поздних стадий развития подвижных поясов, что не позволяет их отождествлять с офиолитами в соответствии с первоначальными представлениями Г. Штейнманна. Тем более в эту схему не укладываются дунит-верлит-клинопироксенитовые реакционные метасоматиты подвижных поясов, ошибочно относимые к кумулятам габбро по их подобию с аналогичными дунит-верлит-клинопироксенитовыми комплексами переходных зон габбро-гипербазитовых ассоциаций платформ.

С точки зрения возрастной корреляции гипербазитов разных структурно-формационных зон интересно рассмотреть взаимоотношения гипербазитов дунит-гарцбургитовых формаций геосинклиналей и расслоенных интрузий гипербазитов платформенных обрамлений. Помимо резких различий этих ассоциаций в геотектонической приуроченности слага-

ющих их комплексов и в особенностях вещественного состава, имеются четкие ограничения во взаимоотношениях этих комплексов с вмещающими горными породами. Одна возрастная группа метагипербазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации, входящая в древние офиолиты, четко датируется на Урале как средне-позднерифейская. Сюда же включаются регенерированные аподунит-гарцбургитовые гипербазиты срединных массивов, залегающие в мигматит-гнейсовых комплексах (Сысертско-Ильменогорском, Уфалейском, Аduitско-Мурзинском и др.). Вторая возрастная группа пород дунит-гарцбургитовой формации, распространенная на Урале, отнесена нами к дораннесилурийской [5]. Судя по значительному временному интервалу, отделяющему фаунистически охарактеризованные верхнеордовикско-нижнесилурийские колчеданосные вулканиты контрастной формации (Ново-Шемурский район, Северный Урал) и недифференцированные вулканиты офиолитовых серий, нижняя возрастная граница последних может быть опущена в средний и нижний ордовик. В пользу этого свидетельствуют также данные о прорыве альпинотипных гипербазитов в пределах южного замыкания Тагильского прогиба (Маук) редкометальными карбонатитами с радиологической датировкой рубидий-стронциевым методом 440 млн. лет.

Таким образом, учитывая изложенное, к прямым латеральным аналогам средне-верхнерифейских гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации можно отнести в пределах восточной окраины Русской плиты (на западном склоне Урала) породы пироксенит-перидотитовой формации и формации железистых гипербазитов расслоенных интрузий, обломки которых вместе с хромшпинелидами отмечаются в базальных конгломератах ишеримской свиты верхнего рифея. Соответственно возрастными латеральными аналогами эвгеосинклинальных ордовикских альпинотипных гипербазитов на западном склоне Урала являются ультраосновные породы альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации ордовикско-нижнесилурийского возраста, известные в Нязепетровском районе. По-видимому, очень редко встречающиеся альпинотипные гипербазиты вендско-кембрийского возраста, отмечаемые в Кемпирсайском районе [2], на самом деле распространены шире, но вследствие глубокого метаморфизма и размыва в кембрийское время устанавливаются неуверенно и весьма ограничено.

Наконец, рядом исследователей на Урале иногда выделяются офиолиты среднедевонского возраста, однако они, по-видимому, менее распространены в подвижных поясах, чем ордовикские [12], в которых обычно отсутствуют гипербазиты. Это связано, очевидно, с преобладанием в это время в развитии эвгеосинклинали сжатий над растяжениями, что фиксируется также резко ограниченным распространением в среднем девоне вулканитов недифференцированной формации. Что касается альпинотипных гипербазитов, встречающихся среди каменноугольных отложений, то они имеют протрузивный характер залегания и не представляют собой магматиты в чистом виде.

Таким образом, офиолиты эвгеосинклинальных зон и синхронно с ними распространенные гипербазиты других формационных типов, за-

легающие в срединных массивах и структурах обрамления платформ, являются хорошими коррелятными реперами, тем более что они формируются в начале геосинклинальных циклов.

Вулканогенные формации подвижных поясов образуют закономерные ряды, отражающие соответствующие тектономагматические режимы. Наиболее изученными являются ряды базальтоидных формаций. Среди них выделяются формации ранне- и позднегеосинклинальной стадий, хотя до сих пор нет единого мнения о их четких границах.

Признанный многими исследователями последовательный ряд вулканогенных формаций состоит из базальтовой (спилит-диабазовой), риолит-базальтовой, риолит-дацит-андезит-базальтовой и базальт-андезит-базальтовой формаций. Некоторыми исследователями риолит-базальтовая и риолит-дацит-андезит-базальтовая формации рассматриваются в качестве типов разрезов, субформаций или латеральных вариаций единой риолит-базальтовой формации.

Базальтовая и риолит-базальтовая формации (в обобщенном понимании) относятся к толентовому типу и являются натровыми, базальт-андезитобазальтовая формация — известково-щелочной, калинатровой.

Базальтовая (спилит-диабазовая) формация сложена в основном афировыми и тонкопорфировыми шаровыми лавами базальтов, спилитами, вариолитами. Их субвулканические фации представлены дайками диабазов и габбродиабазов, формирующих в ряде районов рои параллельных даек, которые фиксируют зоны растяжений. Однородный состав базальтов выдержан на больших пространствах. В ассоциации с базальтами находятся фтаниты, кремнистые, глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые породы и т.п. Литолого-фациальный облик формации свидетельствует о накоплении слагающих ее пород в условиях глубоководного морского вулканизма в результате трещинных излияний. Базальты формации характеризуются в целом натровой щелочностью и повышенными содержаниями титана. Вместе с альпинотипными гипербазитами и габбро вулканы базальтовой формации образуют известную штейнманновскую офиолитовую триаду, которая включает также кремнистые породы.

Риолит-базальтовая и риолит-дацит-андезит-базальтовая формации являются латеральными аналогами. Различия между ними заключаются в характере дифференцированности. Риолит-базальтовая формация обладает полярным составом, а в риолит-дацит-андезит-базальтовой значительная роль принадлежит промежуточным членам (андезитам, нередко именуемым исландитами, андезито-дацитам, дацитам).

Базальты этих формаций близки соответствующим породам спилит-диабазовой формации; они афировые, но в верхних частях их разреза начинают появляться, как уже упоминалось, порфировые структуры, свидетельствующие о начале смены растяжения сжатием и, как следствие, проявление дифференцированности.

Кислые и умеренно кислые члены формаций формируют, как правило, системы экструзивных куполов, образованных на базальтовом основании. Сопровождающие их осадочные породы представлены яшмоидами,

маломощными прослоями вулканомиктовых песчаников, алевролитов, иногда рифогенными известняками.

Дифференцированные формации являются производными субмаринного вулканизма, однако проявляющегося уже в менее глубоководных условиях, при формировании локальных поднятий, на фоне начинающегося сжатия, что способствовало образованию локальных магматических очагов и интенсивным процессам дифференциации. Для этих формаций характерна колчеданная металлогеническая специализация.

Базальт-андезитобазальтовая формация представлена преимущественно известково-щелочными калинатровыми пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезитобазальтами, имеющими отчетливый порфиновый облик, что резко отличает их от вулканитов предшествующих формаций. Следующей отличительной особенностью является преимущественная роль в их составе туфовых фаций, в том числе грубообломочных. Меняется здесь и состав сопровождающих базальт-андезитобазальтовую формацию вулcano-осадочных пород, представленных турбидитными накоплениями, чаще встречаются рифогенные известняки.

Нередко в нижних частях разреза формации наблюдается смешение с материалом предшествующих дифференцированных формаций, что может свидетельствовать о некоторой синхронизации деятельности очагов базальт-андезитобазальтового и обычно более раннего — дифференцированного — вулканизма, происходившего, однако, уже в обстановке относительной стабилизации. Соответственно на этих уровнях разрезов значительную роль приобрели кислые и умеренно кислые вулканиты, обладающие уже калиево-натриевой щелочностью. Своеобразие такого вулканизма приводит к тому, что некоторые исследователи выделяют такие ассоциации в самостоятельную формацию. Литолого-фациальный облик пород базальт-андезитобазальтовой формации свидетельствует о накоплении их в режиме преобладающих сжатий в условиях мелкоареального вулканизма центрального типа, проявленного в прибрежно-морской островодужной обстановке.

Трахибазальт-трахитовая формация также принадлежит к порфиритовому типу. В ряде случаев слагающие ее породы наращивают разрез базальт-андезитобазальтовой формации с постепенными переходами между ними. Вместе с тем, трахибазальт-трахитовая формация значительно чаще является резко наложенной на все более ранние комплексы, включая колчеданосные и даже базальт-андезитобазальтовые. В отличие от последних для трахибазальт-трахитовой формации характерна натриево-калиевая и калиевая щелочность вулканитов, что отражает условия устойчивой стабилизации. Обе эти формации железосные, но вмещают разные формационные типы месторождений железа.

Вулканогенные формации постоянно сопровождаются интрузивными комплексами и нередко составляют с ними вулканоплутонические ассоциации.

Рассмотрим теперь вопрос о границах ранне- и позднегеосинклинальных стадий. Д.С. Штейнберг и многие другие исследователи выделили ряд раннегеосинклинальных формаций: однородную базальтовую, диффе-

ренцированные риолит-базальтовую и риолит-дацит-андезит-базальтовую, а также базальт-андезитобазальтовую. Некоторые геологи относят базальт-андезитобазальтовую формацию к позднегеосинклинальной стадии, а завершающей геосинклинальный цикл считают трахибазальт-трахитовую формацию.

Авторы данной работы считают, что базальтовая формация, входящая в состав офиолитовой ассоциации, не должна относиться к раннегеосинклинальному ряду вулканогенных формаций в общепринятом понимании. Основанием для этого служит отсутствие в вышележащих разрезах генетически связанных с ними высокоизвестковистых габбро и альпинотипных гипербазитов. В период формирования дифференцированного вулканизма габбро обнаруживают нормальную известковистость, а ультрабазиты исчезают. Кроме того, офиолитовые ассоциации включают специфический комплекс глубокоководных осадков, отличающихся от вулканоосадочных пород, сопровождающих вулканические формации.

Таким образом, собственно раннегеосинклинальная стадия (т.е. переход от обстановок растяжения с инициальным магматизмом к условиям начинающихся процессов сжатия, формирования промежуточных очагов, участия в магматизме корового вещества) характеризуется формированием лишь дифференцированных — риолит-базальтовой и риолит-дацит-андезитобазальтовой формаций, которые сменяются во времени базальт-андезит-базальтовой формацией — продуктом позднегеосинклинальной стадии. Трахибазальт-трахитовая формация определяет уже предороженную стадию развития подвижного пояса.

Возможно, уже к орогенной стадии относится раннекаменноугольная базальт-трахириолитовая формация, развитая в Валерьяновском краевом и наложенных вулканоплутонических поясах. Относительно природы этой формации единая точка зрения не выработана. Одни исследователи полагают, что вулканиды этой формации относятся к субщелочному типу известково-щелочной серии и сопоставимы с магматитами тыловых зон внутренних островных дуг. Другие рассматривают эти магматиты в качестве производных континентальных толеитовых магм повышенной щелочности. В ассоциации с этими вулканидами находится габбро-граносиенит-гранитная формация. В целом вулканогенные формации геосинклинальных этапов развития подвижных поясов четко отделяются от орогенных и посторогенных формаций эффузивного ряда (базальт-андезит-риолитовой группы, андезитовой, трахиандезитовой и трапповой), подробная характеристика которых приведена в работе Ю.А.Кузнецова и др.

Гранитоидные и габбро-гранитоидные ассоциации развиты в структурно-формационных зонах различных по типу фундамента, неотектонической позиции и времени развития. Отсутствие единства в типизации собственно гранитоидных и гранитоидсодержащих ассоциаций, в понимании их генезиса и существующий разнобой в номенклатуре и названиях формаций сильно затрудняют формационное расчленение. У специалистов по петрологии и магматической геологии гранитоидов нет единого мнения в выборе принципов и методов самого формационного расчленения этих

широко распространенных образований. Так, одними исследователями отнесение гранитоидов к той или иной формации осуществляется только по особенностям их состава; другие (и таких большинство), отдавая приоритет вещественному составу пород, обязательно учитывают их геологическую позицию и связь с тектонической эволюцией. По-разному понимается и роль габбро в габбро-гранитоидных сериях. Широко распространено мнение о принадлежности габбро, связанных с гранитоидами, к самостоятельной более ранней формации и об отсутствии между ними какой бы то ни было генетической связи. Большинство уральских геологов и авторы настоящей книги придерживаются точки зрения, что существуют "габбро и габбро", и выделяют, наряду с габбро габбровой и дунит-пироксенит-габбровой формациями, дифференцированные габбро-гранитоидные формации или серии [5, 48].

При выделении магматических формаций первостепенное значение имеет состав входящих в них породных групп и соотношение между ними, например, между основными, средними и кислыми породами одного уровня щелочности (толеитовыми, известково-щелочными пониженной, нормальной или повышенной щелочности) в дифференцированных габбро-гранитоидных формациях. В обязательном порядке необходимо учитывать особенности геотектонической позиции и места в геологической истории конкретного региона статистически устойчивой природной ассоциации пород, выделяемой в ту или иную магматическую формацию. Плодотворность такого комплексного геолого-петрологического подхода к формационному расчленению магматитов показали Ю.А.Кузнецов, Н.Ф.Шинкарев, Д.В.Рундквист и другие [37], а на примере Урала Д.С.Штейнберг, И.Д.Соболев, Г.Б.Ферштатер [48], [5] и др.

За последние годы в отечественной и мировой науке достигнут значительный прогресс в изучении геохимии гранитоидов, поведения в них редких щелочей и редких земель, изотопов стронция и т.д. И.Н.Бушляковым, В.В.Холодновым внесен существенный вклад в изучение галогенов — фтора, хлора, гидроксил-иона в породах, в слагающих их темноцветных минералах и апатите, как индикаторов флюидного режима формирования гранитоидов. Среди габбро-гранитоидных серий выделено два типа — барофобный и барофильный [42]. Все это способствует более объективному и научно обоснованному формационному расчленению гранитоидов и габбро-гранитоидных серий, которое приводится далее. При этом необходимо отметить, что для выяснения связи магматизма, тектоники и металлогении первостепенное значение имеет не только и даже не столько выделение конкретных формаций или формационных типов, сколько семейств родственных формаций и формационных рядов [5, 42, 48].

При формационном анализе гранитоидов в первую очередь выделяют три группы формаций: базальтоидные (габбро-гранитоидные), андезитовидные (диорит-тоналит-гранодиорит-гранитные) и сиалические или риолитоидные (гранитные, адамеллит-гранитные). И.Н.Бушляковым и В.В.Холодновым выдвигается предположение, что первая группа формаций имеет мантийное происхождение, вторая — мантийно-коровое, а гранитоиды третьей группы являются верхнекоровыми и представляют собой, глав-

ным образом, результат палингенеза вещества "гранитоидного" слоя земной коры при переменном (преобладающе повышенном) содержании воды во флюидах.

Габбро-гранитоидные формации по характеру дифференциации могут быть контрастными (например, раннегеосинклиальная габбро-плагиогранитная формация комагматичная натровой базальт-риолитовой вулканогенной) и непрерывно дифференцированными (габбро-диорит-плагиогранитная, габбро-диорит-трондьемитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая). В составе таких сложных (мультиплетных) непрерывно дифференцированных серий выделяются (в порядке формирования): ранний габбровый, следующий за ним габбро-гранитоидный контрастный и заключительный гранитный комплексы [48]. Наблюдаются значительные вариации габбро-гранитоидных формаций (серий) по общей и калиевой щелочности — от натровых или низкокалиевых (габбро-плагиогранитная, габбро-диорит-плагиогранитная) через малокалиевые низкощелочные (габбро-диорит-тоналитовая, габбро-диорит-трондьемитовая) к умереннощелочным калинатровым (габбро-диорит-гранодиоритовая формация) и субщелочным сиенит- и граносиенитосодержащим. Прослеживается повышение калиевости габбро-гранитоидных серий по мере роста "зрелости" и сиаличности земной коры. Контрастно-дифференцированные формации развиты лишь на раннегеосинклиальной стадии (габбро-плагиогранитная) и при рифтогенном режиме (габбро-гранитная, представленная в рифеидах западного склона Урала рябиновским комплексом); объемы их в целом невелики. Габбро-сиенитовая формация стадии консолидации Урала и других складчатых областей или предорогенная габбро-гранитная (магнитогорской комплекс и его гомологи), строго говоря, не являются контрастно-дифференцированными. Названия этих формаций употребляются для краткости и с учетом традиций, не отражая полностью их сути. Следовательно, базальтоидные (габбро-гранитоидные) формации образуются при разных геодинамических режимах, на разных стадиях тектонической эволюции, при этом закономерно увеличиваются их общая и калиевая щелочность. Встречаются они в разных структурно-формационных зонах (СФЗ), за исключением блоков, или зон, со "зрелой" древней континентальной корой. Базальтоидная группа формаций развита в эвгеосинклиальных вулканических поясах, во внутренних поднятиях эвгеосинклинали, в островных дугах, наложенных вулканоплутонических поясах и в зонах тектономагматической активизации (в том числе рифтогенеза). Объем габбро в составе каждой конкретной габбро-гранитоидной формации обычно составляет не менее 25–30%. В то же время наблюдаются латеральные вариации в составе формаций — от габбровых комплексов и массивов до однородных плагиогранитных и трондьемитовых. Примером последних являются Арбатский, Красноуральские массивы в Тагильском прогибе на Урале или слагающие протяженный линейный пояс трондьемиты леновского комплекса ( $S_1^2$ ) на Среднем и Северном Урале, к востоку от Серовско-Маукского глубинного разлома с приуроченными к нему серпентинитами.

На Урале и в других геосинклиальных складчатых областях доказана

комагматичность габбро-гранитоидных и соответствующих вулканогенных формаций, маркирующих определенные стадии тектонической эволюции (табл. 1).

Андезитоидные формации отличаются полным или почти полным (не более 10–15 %) отсутствием в их составе габбро и габбро-диоритов, иным соотношением  $Rb/Sr$ , чем в гранитоидах предыдущей группы, большей величиной отношения  $F/Cl$  среди галогенов пород и слагающих их темноцветных минералов и апатитов. В их составе отсутствуют низкокальциевые гранитоиды. Ряд формаций включает породы от малокальциевых до калиевых с более высоким соотношением  $^{87}Sr / ^{86}Sr$ , чем в предыдущей группе свидетельствующем об участии корового вещества, наряду с мантийным в их петрогенезисе. Описываемая группа охватывает такие распространенные в подвижных поясах формации, как тоналит-трондьемитовая, тоналит-гранодиоритовая, диорит-гранодиоритовая, монцодиорит-гранитная, гранодиорит- и адамеллит-гранитная. Различия между ними заключаются в особенностях состава (прежде всего по общей и калиевой щелочности), тектонической позиции и сопровождающей рудоносности. Петрогенезис формаций этой группы объясняется по-разному: как результат взаимодействия базальтоидных расплавов с континентальной корой (синтексис) и как продукт кристаллизации самостоятельных андезитовых и латитовых глубинных магм с последующей дифференциацией в промежуточных камерах. Существуют и другие точки зрения. Диапазон образования формаций этой группы значительно уже, чем предыдущей. Они развиты в наложенных вулканоплутонических поясах позднегеосинклинальной, предорогенной и орогенной стадий развития, либо приурочены к внутригеосинклинальным поднятиям, и в последнем случае массивы гранитоидов — более глубинные, никогда не сопровождаются комагматичными вулканитами. От стадии к стадии растет калиевая щелочность формаций. Среди обычно относимых к андезитоидным формациям, особенно малокальциевым по составу, по геологическим особенностям можно выделить два ряда или две подгруппы.

К одной подгруппе относятся плутонические глубинные, без комагматичных вулканитов, приуроченные к поднятиям (тоналит-трондьемитовая, тоналит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитная\*). Они нередко развиты в пределах единых полихронных плутонов, например: в Верхисетском, Верхотурском и других на Урале; приурочены к центрам длительного, но прерывистого (пульсационного) плутонизма, где за ними в орогенных зонах (Главный гранитный пояс Урала) следуют сиалические орогенные гранитоиды ряда адамеллит — гранит — лейкогранит. На Урале тоналит-трондьемитовая формация формировалась в позднегеосинклинальную стадию, тоналит-гранодиоритовая и монцодиорит-гранитная — в предорогенную стадию, а гранодиорит-гранитная — раннеорогенную. Раннеорогенная существенно трондьемитовая (малокальциевая адамеллит-гранитная) форма-

\* Перечислены в порядке их образования.

Схема развития подвижного пояса в тече

Миасиро и др., 1985 г.	Белоусов В.В., 1978 г.	Хаин В.Е., 1980 г.	Рундквист Д.В. и др., 1981 г.	Моссаковский А.А., 1975 г.
------------------------	------------------------	--------------------	-------------------------------	----------------------------

Орогенез (орогения в понимании советских геологов)	Класс орогенных режимов	Эпиплатформенный орогенный режим	Позднеорогенная стадия (главная)	Повторный орогенез (активизация)	Позднеактивизационная стадия	Раннеактивизационная стадия	
	Эпигеосинклиальный орогенный режим					Позднеорогенная стадия	Позднеорогенный период
Доорогеническое развитие	Класс геосинклинальных режимов	Инверсионная стадия	Постинверсионная стадия	Раннеорогенная стадия (эпигеосинклинальная)	Эпигеосинклиальный орогенез	Раннеорогенная стадия	Стадия верхних моласс (позднеорогенная стадия) Стадия горообразования
	Парагеосинклинальная стадия	Позднегеосинклинальная стадия	Позднегеосинклинальная стадия	Раннеорогенная стадия		Раннеорогенный период	Стадия "нижних моласс"
	Эвгеосинклинальная стадия	Раннегеосинклинальная стадия	Раннегеосинклинальная стадия	Раннегеосинклинальная стадия	Геосинклинальное развитие		

Таблица 1

ние одного мегацикла (по разным авторам)

Попов В.С. и др., 1981 г.	Попов В.С., 1982 г.	Нечухин В.М., Берлянд Н.Г. и др., 1986 г.	Предлагается авторами книги
---------------------------	---------------------	---	-----------------------------

Посторогенный цикл	Континентальная стадия	Платформенный цикл	Стадии тафрогенная, пенеппенизации и морских трансгрессий
Позднеорогенный цикл	Позднеорогенный цикл	Орогенный этап	Позднеорогенная стадия
Главный орогенный цикл	Геоосинклинально-орогенный цикл	Стадия горообразования (главная орогенная)	Раннеорогенная стадия
Раннеорогенный цикл	Предконтинентальная стадия	Собственно геосинклинальный этап	Предорогенная стадия (предорогенная стабилизация)
Парагеосинклинальный цикл	Островодужная стадия	Позднегеосинклинальная стадия	Раннегеосинклинальная стадия
Эвгеосинклинальный цикл	Океаническая стадия	Рифтогенно-геосинклинальная стадия	Рифтогенно-геосинклинальная стадия
Рифтогенная стадия	Рифтогенный цикл	Платформенный цикл	Рифтогенная стадия

ция приурочена к областям тоналит-гранодиоритового магматизма и гнейсово-мигматитовым комплексам (урузбаевский, режикский, на Среднем Урале). К трондьемитовой палингенной формации сиалофемических зон по условиям образования близки позднеордовикские апофиолитовые гранитоиды плагиомигматитового (собский комплекс Полярного Урала) и

лейкодиорит-плагиогранитного (черноисточинский комплекс Среднего Урала) составов, включаемые нами в диорит-трондьемитовую формацию. Их отличительная особенность — приуроченность к фемическим (офиолитовым) зонам (к шовной зоне Главного уральского глубинного разлома); в результате анатексиса и палингенеза формирование дислоцирован-

ных гипербазитов и габброидов, претерпевших складчатость. Породы формирования имеют метаморфогенную, метасоматическую и интрузивную природу. Метаморфогенные и метасоматические автохтонные гранитоиды развиты в основном на Севере Урала. Они образовались в абиссальных условиях и впоследствии неоднократно подвергались динамометаморфизму с возникновением линейно-полосчатых blastsмилонитов и blastsокатаклизитов. Интрузивные образования лейкодиорит-плагιοгранитного состава изучены в районе пос. Черноисточинск в Тагило-Баранчинском массиве на Среднем Урале. По геохимическим характеристикам (Rb, Sr, Sr <sup>87</sup>/<sup>86</sup> и др.) гранитоиды описываемой формации близки к магматическим образованиям энсиматических островных дуг.

К другой подгруппе относится прерогенная диорит-гранодиоритовая формация как элемент андезитоидных вулканоплутонических ассоциаций. Она развита на Урале в более восточных зонах Урало-Тобольской геоантиклинали вне связи от центров плутонизма и на значительном удалении.

Эти две подгруппы формаций отличаются и по ряду других особенностей. Так, тоналит-гранодиоритовые комплексы на Урале формировались после замыкания флишевых прогибов, но до заложения грабенов с визьской угленосной формацией, т.е. в основном в турне, а диорит-гранодиоритовые комплексы — в серпуховско-башкирское время, почти одновременно с монцодиорит-гранитной формацией повышенной щелочности (т.е. образуют латеральный ряд андезитоидных гранитоидных формаций). Исходя из изложенного, мы выделяем плутонический ряд гранитоидных формаций, в том числе и тоналит-гранодиоритовую андезитоидного состава, в самостоятельный. По-видимому, точно так же, как по меткому выражению Д.Рида, существуют "граниты и граниты", правомерно утверждение, что существуют "гранодиориты и гранодиориты".

Монцодиорит-гранитная формация характеризуется повышенной калиевой или калиево-натриевой щелочностью, двух- или трехфазным становлением массивов. Преобладают тела с кольцевым строением (Степнинский массив на Южном Урале). Массивы гранитоидов этой формации приурочены обычно к линеаментам в обрамлении жестких массивов (блоков ранней консолидации, срединных массивов), реже контролируются зонами разломов внутри геосинклинальных прогибов (синклинорных зон). В последнем случае формация представлена малыми интрузиями, дайками (бурановский, талицкий, кумакский комплексы на Урале и их гомологи в других складчатых областях). Эти две группы массивов гранитоидов одной формации, но разной геологической позиции отличаются по сопровождающей их рудоносности (вторые более продуктивны на золото, шелиф, молибден) по сравнению с первыми.

К доскладчатой монцодиорит-гранитной формации тесно (пространственно, структурно, генетически) примыкает раннеорогенная адамеллит-гранитная формация, сложенная гранитами латитовой группы, по Л.В.Таусону. По существу, их можно рассматривать как два комплекса одной серии или, точнее, две родственные формации одного семейства. Массивы адамеллит-гранитной формации (султаевский и другие комп-

лексы на Урале) также имеют кольцевое строение, двухфазны. Становление гранитоидных тел завершается лейкогранитами, нередко фтороносными (с флюоритом).

В отличие от Урала с его повышенной фемичностью земной коры в Казахстанско-Тянь-Шаньском секторе Урало-Монгольского подвижного пояса и во многих других подвижных поясах с широко развитой "зрелой" континентальной корой (древней и вновь образованной) наблюдается скопление описываемых формаций, их большая продвинутость во времени в отношении стадий тектонического развития. Так, по представлениям А.Н.Леонтьева, В.С.Попова и других, те же гранодиорит-гранитная, монцодиорит-гранитная формации здесь являются уже орогенными и даже позднеорогенными. Это, с одной стороны, свидетельствует о некоторой специфичности Урала (о чем свидетельствует и необычайно широкое развитие в нем офиолитов), а с другой — о необходимости коррелировать магматические формации (особенно для целей металлогении) не только со стадийностью тектонической эволюции, но и с типом фундамента.

Сиалические коровые гранитоиды орогенного этапа представлены мигматит-гранитной (с малокалиевыми гранитоидами), гранитной и лейкогранитной формациями. Они различаются прежде всего по общей и калиевой щелочности, которая возрастает в порядке перечисления этих формаций, и по их геологической позиции.

Гранитная формация объединяет глубинные двуполевошпатовые граниты батолитового типа (например, гигантский раннепалеозойский Ангаро-Витимский батолит площадью более 130 тыс. км<sup>2</sup>). Ей нередко предшествует гранодиорит-гранитная формация (ватихский комплекс в западной части Мурзинского и Адуйского массивов на Урале; ранний комплекс в Ангаро-Витимском батолите и др.). Орогенный гранитный ряд завершает позднеорогенная лейкогранитная формация, специализированная на редкометальное оруденение (кременкульский и другие комплексы поздней перми на Урале и его гомологи в других регионах). В Казахстане широко развита посторогенная активизационная аляскитовая формация (акчатауский и другие комплексы), с которой связано редкометальное оруденение. На Урале эта формация, по-видимому, не проявилась по причине отмечавшейся уже специфичности этого региона. Ее место очевидно занимает комплекс амазонитовых пегматитов Ильменских-Вишневых гор и борсуксайский комплекс нефелиновых сиенитов Мугоджар, комплекс золотоносных самостоятельных малых интрузий пестрого состава (балбукский), диабаз-лампрофировый комплекс в синклинорных зонах Урало-Тобольской геоантиклинали.

Принятое нами формационное расчленение гранитоидов согласуется с выделением И.Н.Бушляковым и В.В.Холодным четырех ведущих флюидно-металлогенических типов гранитоидных ассоциаций:

- 1) высокохлороносных базальтоидных габбро-гранитных формаций, специализированных на скарново-магнетитовое оруденение и приуроченных к центральным частям эвгеосинклинальных зон с корой островодужного типа;

- 2) бедных фтором и хлором андезитовых формаций, специализиро-

ванных в основном на благородные металлы и характерных для краевых зон сиалических поднятий с корой континентального типа;

3) слабофтороносных бесхлористых палингенных коровых плагиогранит-гранитных формаций, характерных для сиалических поднятий с древним и новообразованным складчатым основанием;

4) высокофтороносных, бесхлористых, поздне- и посторогенных адاملит-гранитных формаций, специализированных на редкометальное оруденение, характерных для сиалических поднятий с развитым складчатым основанием.

В приведенном кратком обзоре не рассмотрены некоторые менее распространенные или нехарактерные для Урала гранитоидные формации, но более типоморфные для других складчатых областей с широко развитой "зрелой" континентальной корой (например, граносиенит-гранитная или щелочная габбро-сиенитовая), широко развитые в южном обрамлении Сибирской платформы. О них будет сказано далее.

Таким образом, периоды внедрения (появления) в земной коре офиолитов с характерными ультраосновными членами и недифференцированными вулканитами соответствуют периодам максимальных растяжений земной коры. Дифференциация магматизма отмечается на этапах преобладающего сжатия на фоне общего растяжения, а периоду максимальных сжатий и орогенеза соответствует массовое гранитообразование сиалического (батолитового) типа, характеризующееся общим повышением щелочности и, в частности, калиевости. Поэтому можно утверждать, что границы смены растяжений и сжатий в геологической истории развития подвижных поясов являются реперными. Первая практически всюду на земном шаре соответствует начальным стадиям геосинклинальных циклов развития подвижных поясов и проявлена для них глобально, вторая — это граница массового гранитообразования сиалического типа, она фиксирует время консолидации складчатых областей. Первая реперная граница, совпадающая со временем инициального внедрения в земную кору мантийного вещества, отмечается магматизмом (а точнее реститообразованием и выплавкой легкоплавких базальтоидных продуктов) трещинного типа, при котором вещество мантии в геологическом окружении земной коры оказывается в "чистом первозданном" виде. Наоборот, реперный уровень массового гранитообразования отвечает времени преимущественно корового магматизма с неперменным участием эндогенных флюидов и теплоэнергосносителей и в целом нивелирует предшествующие магматические явления, всегда фиксирует единый глобальный уровень завершения одного из этапов тектономагматической деятельности главных структурных элементов земной коры. Не случайно при тектоническом анализе этот реперный уровень принимается в качестве показателя степени завершенности складчатости тектономагматических областей.

Следовательно, реперными коррелятивными формациями в первую очередь могут служить недифференцированные и слабо дифференцированные продукты магматизма, к которым относятся рифтогенные базальты, офиолиты, начальные члены раннегеосинклинальных вулканогенных комплексов и сиалические граниты. Породы всех других геологических

формаций, дифференцированные и "смешанные", в значительной мере контаминирующие при своем внедрении вещество вмещающих пород разной основности, в одном и том же регионе, а тем более в разных областях обнаруживают различную длительность становления, что еще связано с резкой знакопеременной дифференцированностью тектонических движений. Соответственно последние в своем становлении ступенчаты и в одном и том же регионе в рамках единой стадии (а точнее одного режима) тектономагматического развития геосинклиналей могут повторяться в разных зонах в разное время.

Все это необходимо учитывать при формационном расчленении и установлении объемов и границ различных геологических формаций.

### Распределение рудного вещества во времени и в пространстве

При рудноформационном анализе следует широко использовать известные методы формационного анализа геологических образований. Для этого необходимо в первую очередь установить связь становления рудных формаций с определенными тектоническими режимами и свойственными этим режимам геологическими формациями. Именно геодинамический режим определяет историю развития складчатых поясов и других структурных элементов земной коры, обстановку накопления геологических формаций, роль подкорового и корового вещества в их образовании, влияние и значений всех видов и форм дифференциации вещества, особенностей структурно-тектонического плана развития территории и т.д. В свою очередь, перечисленные условия контролируют особенности состава и строения геологических формаций, закономерности их пространственного размещения. В конечном итоге определяющая роль в формировании геологических формаций, в том числе рудоносных и рудных, принадлежит процессам поступления вещества мантии и его взаимодействия с веществом земной коры. Наиболее четко это прослеживается в подвижных поясах, в развитии и эволюции которых увеличивается сиаличность коры и соответственно изменяется рудный процесс.

В Уральском секторе Урало-Монгольского подвижного пояса выделяются типоморфные площади и зоны, в которых формируются оруденения различных стадий развития типичных эвгеосинклиналей. Особенно интересна в этом отношении взаимосвязь медного, золоторудного и редкометального оруденений [5].

В раннегеосинклинальную стадию на ее рифтогенном этапе медь совместно с кобальтом, никелем, золотом и платиной обособляется в колчеданных рудах в базальтовой формации (кипрский тип). В собственно раннегеосинклинальный этап развития эвгеосинклиналей медь также вместе с благородными металлами, цинком и свинцом формирует медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, свинцово-цинково-колчеданные месторождения в риолит-базальтовой, риолит-дацит-андезит-базальтовой (уральский, алтайский, малокавказский типы) и терригенно-флишоидный (филизчайский тип) формациях. На заключительных этапах раннегеосин-

клинальной и в позднегеосинклиналичную стадии медное оруденение возникает в виде медно-порфировой молибден- и золотосодержащей рудной формации в базальт-андезитобазальт-диорит-гранодиоритовой вулканоплутонической ассоциации (бошекульский тип). На позднегеосинклиналичной и предорогенной стадиях в связи с трахибазальт-трахит (фонолит)-габбро-сиенитовой вулканоплутонической ассоциацией формируется медно-скарновое (в том числе скарнированное колчеданное) оруденение с благородными металлами, цинком и кобальтом. В орогенное время продолжается формирование медно-порфировых месторождений в породах андезит-дацит-гранодиорит-монцититовой вулканоплутонической ассоциации, характеризующихся, наряду с молибденом и золотом, появлением редкометалльного оруденения (олово, вольфрам).

Рассмотрим распределение во времени и в пространстве золота. Поступление его из подкорового мантийного вещества связано с рифтогенной и раннегеосинклиналичной стадией развития складчатых поясов. Со становлением характерных для них рудогенерирующих интрузивных (дунит-гарцбургитовой, габбро-диорит-плаггиогранитной) и вулканогенных (базальтовых, контрастной и непрерывно дифференцированной) формаций связано поступление вещества, несущего обычно невысокие концентрации золота и сопутствующих компонентов. Возникновение собственно золотоносных и золоторудных формаций связано с перераспределением золота под воздействием теплового и флюидного потоков, вызванных формированием в земной коре рудообразующих тоналит-гранодиоритовой и адалелит-гранитовой магматических формаций, а также, по-видимому, посторогенной субщелочногранитной формации. При этом формирование золото-(сульфидно)-кварцевожильной и золото-сульфидной прожилково-вкрапленной рудных формаций прямо связано с метасоматическими процессами (березитизация, лиственитизация, серицитизация, окварцевание, аргиллизация и др.), действовавшими на обширный комплекс рудовмещающих вулканогенных, осадочных и интрузивных формаций различного возраста, состава и генезиса.

Это позволяет конкретизировать основные элементы металлогенического районирования. Площади распространения рудогенерирующих интрузивных и эффузивных формаций, с которыми связано поступление золота из подкоровых масс, контролируют границы рудных зон. Участки этих зон, подвергшиеся воздействию интрузий рудообразующих формаций, составляют рудные узлы. Те их части, в пределах которых проявились золотоконцентрирующие метасоматические процессы, образуют рудные поля, служащие вмещением соответствующих проявлений золотого оруденения.

В начальные стадии геосинклиналичного развития подвижных поясов (рифтогенный и собственно раннегеосинклиналичный) золото ассоциирует в основном с колчеданным оруденением. В позднегеосинклиналичное время оно начинает обособляться в самостоятельные скарново-золоторудные месторождения, достигая максимума в орогенное время и в особенности в связи с тектономагматической активизацией орогенных зон и проявлением щелочного метасоматоза и процессов аргиллизации.

Редкометальное оруденение, напротив, часто обладает относительной автономностью [32]. В рифтогенный (предгеосинклинальный) этап развития в ассоциации с карбонатит-пикритовой и гранит-риолитовой формациями венда развивается преимущественно редкоземельная и редкоземельно-ниобиевая минерализация. На ранне-позднегеосинклинальной, а также предорогенной субплатформенной стадиях редкометальное оруденение формируется в связи со щелочными и субщелочными формациями (карбонатит-миаскитовой, нефелин-сиенитовой и щелочно-сиенитовой, полевошпатовых и карбонат-полевошпатовых метасоматитов), фиксирующими процессы отраженной активизации в стабильных блоках фундамента геосинклинали (срединные массивы, окраины континента). Здесь формируются редкоземельно-ниобиевые рудные формации: в основном пегматит-альбитит-карбонатитовая, совмещенные карбонат-полевошпатовая и серицит-кварцевая. Две последние содержат оруденение железа, обогащенное редкими землями, ниобием, танталом, молибденом. В это же время в троговых частях эвгеосинклинали в связи с тоналит-гранодиоритовой и монцодиорит-гранитной формациями образуются рудные формации: шелиит-кварцевожильная со скарнами и молибденит-вольфрамитовая жильная, грейзеновая и скарновая. Редкометальные формации орогенного и посторогенного этапов в области антиклинальных поднятий эвгеосинклинали представлены тантал-ниобий-бериллиевыми (в ассоциации с редкими щелочами) пегматитовыми и лейкогранитовыми. На последнем этапе они фиксируют процессы автономной активизации.

Ранняя тектономагматическая активизация стабилизированных зон в ряде случаев перерастает в рифтогенез, который может эволюционировать в подвижную зону с характерным проявлением типичной для эвгеосинклиналий металлогеней. В ходе развития подвижных поясов при последовательной смене режимов растяжения — сжатия, взаимосвязанных с эволюцией мантийного вещества, тектономагматическая активизация (отраженного характера) проявляется, по крайней мере, четырежды: в рифтогенно-предгеосинклинальное, ранне- и позднегеосинклинальное, посторогенное время. Периоды стабилизации и активизации обладают специфическим магматизмом и оруденением, масштабы которого и характер проявления позволяют осуществлять как региональный, так и достаточно достоверный локальный прогноз. При этом, например в орогенное время в троговой зоне образование скарновой медной минерализации часто сопряжено с золотым и редкометальным скарновым оруденением или развитие зон медно-порфирового оруденения сопровождается в соседних зонах (а иногда и телескопированно) формированием зон аргиллизации, калишпатизации и др.

Аналогично ведут себя и другие металлы: железо, хромит, платиноиды, золото и др. Например, первичные магматогенные накопления железа в виде титаномагнетита в пироксенитах дунит-клинопироксенитовых комплексов на стадиях поздне- и постмагматического метасоматоза трансформируются, мобилизуются и концентрируются. При этом в процессе концентрации металла до промышленных содержаний участвует железо, мобилизованное из силикатной части вмещающих пород. Нередко в пере-

распределении металлов вовлекаются благородные элементы, ванадий, фосфор (в виде обогатимого апатита) и другие полезные компоненты, резко повышая комплексность руд и их практическое значение. В настоящее время хорошо установлена полигенность скарново-магнетитовых месторождений, крупные концентрации которых формируются в ореоле гранитоидных интрузий, при этом источником металла для них служат вмещающие рудогенерирующие вулканогенно-осадочные формации, содержащие первичные накопления железа. Иногда в процесс скарнообразования вовлекаются другие металлы и даже ранее образованные рудные залежи и тела (например, медно-колчеданные) и тогда, наряду со скарново-магнетитовыми рудами, формируются скарново-медные, скарново-шелитовые и др. [5].

Идея неоднократного перераспределения рудного вещества и его ступенчатого накопления, а также длительного и разнообразного рудного процесса в некоторых блоках в ходе развития складчатых поясов была высказана нами в наиболее полной форме ранее [5]. Аналогичные идеи были приведены во многих докладах отечественных и зарубежных исследователей на XXVII сессии МГК. Эти идеи и приведенные данные позволяют обоснованно выделять парагенетические ряды рудных формаций, образующие в рамках стадий развития подвижных поясов характерные парагенетические семейства рудных формаций, которые закономерно связаны, с одной стороны, с рудоносными и рудовмещающими формациями, а с другой — между собой.

Соответственно для неогей в парагенетических рядах рудных формаций подвижных зон можно выделить семейства рудных формаций рифтогенных, ранне- и позднегеосинклинальных, предорогенных, орогенных (ранне- и позднеорогенных) и посторогенных этапов (табл. 2). Соответствующие группы рудных формации характеризуются ведущими (одним или более) металлами при максимальной дифференциации и перераспределении петрогенного и рудного вещества, обособляющегося в однотипные по генезису месторождения с переходными ассоциациями рудной минерализации. Такое определение рядов рудных формаций, основанное принципиально на новых позициях, согласуется с представлениями Д.И.Горжевского, В.Н.Козеренко, Р.М.Константинова, Д.В.Рундквиста, Г.М.Власова, В.А.Кузнецова [19] и др. Отметим, что металлогенический облик каждой стадии развития подвижных поясов характеризуется прежде всего соответствующим типом магматизма и (или) осадконакопления, которые сопровождаются и определенными процессами метаморфизма и метасоматоза. В общем случае, глубинный (мантийный) магматизм и его продукты изначально характеризуются равномерно "рассеянной" рудной минерализацией, которая при последующих нарастающих метаморфогенно-метасоматических процессах и углублении взаимодействия с коровым веществом, все более концентрируется в промышленные объекты. Наибольший размах различных по РТ-условиям метаморфогенно-метасоматических процессов с вовлечением в рудообразование наиболее подвижных и летучих элементов, таких как редкоземельные, радиоактивные и редкие металлы, активно вступающих в средство с золотом, серебром и

## Ряды геологических и рудных формаций подвижных поясов

Осадочные	Вулканогенные	Интрузивные (плутонические)	Рудные
-----------	---------------	-----------------------------	--------

## Платформенный (предгеосинклинальный) цикл

## Рифтогенная стадия

Фалаховые; ко-ра выветривания; карбонатная, терригенная	Риолит-базальтовая, трапповая; базальт-трахитовая; щелочно-карбонатит-пикритовая; пикрит-диабазовая; щелочно-оливин-базальтовая (трахибазальт-трахитовая); кимберлитовая	Риолит-гранитная; долеритовая (трапповая); габбро-диабазовая; нефелин-сиенитовая; габбро-гранитная (рапакиви); сиенит-грано-сиенитовая; щелочно-гипербазитовая, железистых гипербазитов (расслоенные); перидотит-норитовая	Золото-серебряно-полиметаллическая; барит-полиметаллическая; титаномagnetит-ильменитовая; алмазная; редкоземельно-редкометаллическая; хромитовая глиноземистая (сарановского типа); платиноидная; сульфидно-медно-никелевая
---	--	--	---

## Геосинклинальный цикл

## Рифтогенно-геосинклинальная стадия

## (офиолитовая)

## (внутрисинклинальные шовные и троговые зоны)

Терригенно-кремнистая	Базальтовая (спилит-диабазовая)	Габбровая (офиолитовая); дунит-гарцбургитовая	Хромитовая (кемпирсайского типа); платиноидная (осмий-иридиевая); сульфидно-медно-никелевая; алмазная (?); хризотил-асбестовая (саянского подтипа); медно-колчеданная (кипрского типа)
-----------------------	---------------------------------	---	--

Осадочные	Вулканогенные	Интрузивные (плутонические)	Рудные
-----------	---------------	-----------------------------	--------

## Собственно геосинклинальный этап

## Раннегеосинклинальная стадия

Области с корой сиалического типа

(миогеосинклинальные зоны,  
срединные  
массивы,  
активизированные края платформы)Песчанико-  
конгломерат-  
овая; песча-  
нико-доломи-  
товая; извест-  
няково-доло-  
митоваяГаббро-диабазовая;  
пироксенит-перидоти-  
товаяСульфидная  
медно-никеле-  
вая; хризотил-  
асбестовая (ка-  
рачаевского  
подтипа); тре-  
молит-актино-  
лит-асбестовая

## Области с корой фемического типа

(первичные эвгеосинклинальные вулканические пояса)

Аспидная; тер-  
ригенно-крем-  
нистаяРиолит-базальтовая, рио-  
лит-андезит-базальтоваяГаббро-диорит-плагио-  
гранитная; габбро-плагио-  
гранитнаяМедно-колче-  
данная (ураль-  
ского типа),  
медно-колче-  
данно-полиме-  
таллическая

## Области с корой сиалическо-фемического типа

## А. Срединные массивы

Щелочобазальтовая  
(тешенитовая)Миаскит-карбонатитовая;  
сиенит-карбонатитовая;  
нефелин-сиенитовая;  
щелочногабброиднаяРедкометаль-  
ных карбонати-  
тов; редкоме-  
талльная щелоч-  
но-пегмати-  
товая; флого-  
питовая; титан-  
железо-редко-  
земельно-ред-  
кометально-  
фосфорная; поле-  
вошпат-керами-  
ческая; нефели-  
новая глинозе-  
мистая

Осадочные	Вулканогенные	Интрузивные (плутонические)	Рудные
-----------	---------------	-----------------------------	--------

## Б. Вторичные геосинклинали

Аспидная; терригенно-кремнистая	Риолит-базальтовая; кварц-кератофировая; риолит-андезит-базальтовая	Габбро-диорит-плагио-гранитная	Медно-колчеданно-полиметаллическая (рудноалтайского типа); золото-полиметаллическая
---------------------------------	---	--------------------------------	---

## Позднегеосинклиальная (островодужная) стадия

Области с корой фемического и сиало-фемического типов (островные дуги, наложенные вулканоплутонические пояса)

Флишоидная (терригенно-кремнисто-сланцевая, терригенно-карбонатная и др.); песчанико-глинистая	Базальт-андезит-базальтовая	Габбро-диорит-трондьемитовая; дунит-клинопироксенитовая; габбровая (платиноносная)	Титаномагнетитовая ванадий-содержащая; медно-апатит-титаномагнетитовая; платиновая; хромитовая (соловьево-горского или кондерского типа)
--	-----------------------------	--	--

## Стадия предорогенной стабилизации (квазиплатформенная)

Области с корой сиало-фемического и фемического (океанического) типов (внутригеосинклиальные и краевые вулканоплутонические пояса, периферийные зоны срединных массивов, активизированные структуры платформенного обрамления)

Карбонатно-известняковая; трифогенно-известняковая, угленосная паралическая; флишевая и флишоидная; кор выветривания	Латит-риолитовая; андезитовая; базальт-трахириолитовая; трахибазальт-трахитовая; базальт-трахитовая	Монцодиорит-гранитная; диорит-гранодиоритовая; габбро-гранитная; габбро-гранодиорит-гранитная; габбро-габбродиабазовая трапоидная; тоналит-гранодиоритовая; габбро-сиенитовая (монзонит-сиенитовая)	Кварцевожильная и скарновая шеелитовая и молибденовая; золото-сульфидно-кварцевая; медно-и медно-молибден-порфировые; скарново-магнетитовая; скарново-медномагнетитовая; барит-марганец-железородная (атасуйского типа), сульфидная медно-никелевая; хризотил-асбестовая (баженовского подтипа)
--	---	---	---

Осадочные	Вулканогенные	Интрузивные (плутонические)	Рудные
-----------	---------------	-----------------------------	--------

## Орогенный этап

## Раннеорогенная стадия

Области с корой сиалического (континентального) и фемическо-сиалического типов (срединные массивы, геоантиклинальные зоны, орогенные вулканоплутонические пояса и внутризвгесинклинальные поднятия)

Сероцветная молассовая	Дациит-риолитовая (вулканоплутонических поясов)	Адамеллит-гранитная; гранодиорит-гранитная; мигматит-гранитная	Молибден-вольфрамовая (шеелитовая); кварцево-жильная шеелитовая золотосодержащая; камнесамоцветная; керамическая пегматитовая; мусковит-пегматитовая; антофиллит-асбестовая; кианитовая и др.
---------------------------	---	--	---

## Позднеорогенная стадия

Области с корой сиалического (континентального) типа (срединные массивы, геоантиклинальные зоны, орогенные вулканоплутонические пояса, передовые кразовые прогибы)

Красноцветная и пестроцветная молассовая; угленосная	Риодацит-риолитовая	Лейкогранитная; гранитная плутоническая (батолитовая)	Редкометаллическая (тантал-ниобиевая, бериллиевая, молибден-вольфрамовая) грейзеновая и гидротермалитовая; флюорит-полевошпатовая бериллиеносная; редкометаллическо-пегматитовая олово-тантал-ниобиевая
--	---------------------	---	---

Осадочные	Вулканогенные	Интрузивные (плутонические)	Рудные
-----------	---------------	-----------------------------	--------

## Платформенный (эпигеосинклинальный) цикл

## Тафрогенная стадия

Области с корой сиалического (континентального) типов (срединные массивы, краевые части платформы, завершённые геосинклинали, геоантклинали, активизационные вулканические пояса)

Терригенные; угленосные; лимнические; моласса (внутренняя нижняя); кор выветривания	Риолитовая (вулканоплутоническая); трапповая риолит-базальтовая;	Аляскитовая; щелочногранитоидная; карбонатитовая;	Апатит-карбонатитовая; касситерит-сульфидная; редкометально-молибденовая; грейзеновая; редкометально-пегматитовая; аргиллизитовая; уран-золото-вольфрам-молибденовая серебросодержащая; флюоритовая; ртутно-сурьмяная
---	--	---	---

теллуридами, отмечается для периодов тектономагматической активизации подвижных поясов и соответствующих структурно-формационных зон. Это следует учитывать при рудноформационном анализе и оценке перспективности рудоносных площадей.

## Глава 2

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ  
ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Представления о глубинном заложении источников тектонических движений и связи их с эндогенными процессами в Земле ни у кого не вызывают сомнений. Нет также особых разногласий в трактовке вопросов формирования главнейших структурно-вещественных комплексов верхней части литосферы в зависимости от эндогенных процессов в подкоровой ее области. Сближению этих представлений способствовали широко проводившиеся в 70–80-х гг. региональные геолого-геофизические исследования в рамках Международного геодинамического проекта. На основе

этих комплексных исследований получены принципиально новые данные о глубинном строении земной коры и, в частности, в континентальной ее части. Впервые результаты исследований изложены в работах В.В. Белоусова и Р.М. Деменецкой [41]. Вопросы глубинного строения и геодинамики литосферы отражены в работах А.А. Смыслова, А.Л. Яншина, В.Ю. Зайченко и др. [8].

В настоящее время более широко и всесторонне анализируется геологическая и геофизическая информация для целей металлогенического анализа. В частности, главные структурообразующие, в том числе и рудообразующие, процессы в земной коре и их связь с движением в мантии рассмотрены Ю.А. Косыгиным, К.К. Золоевым, М.С. Рапопортом, Б.А. Поповым и другими [5]. На примере Урала детально проанализирована специфика формирования металлогенической зональности геосинклинальной системы в зависимости от характера глубинного строения подвижного пояса в процессе эволюции. Позже В.М. Нечехиным и другими [9] подтверждены данные о связи оруденения с глубинным строением того же региона, однако попытка объяснить особенности его металлогении с позиций тектоники плит ничего нового, по сравнению с полученными ранее данными, не дала. Это же недавно четко подтвердила Е.А. Радкевич [34]. В разделе своей работы, посвященной анализу металлогении палеозойских областей, она, опираясь на наш материал [5], пришла к выводу, что оруденение на Урале в палеозое тесно связано с формированием крупных продольных и поперечных глубинных разломов, по которым рудное и петрогенное вещество транспортировалось из мантии в верхние горизонты коры. При этом одной из характерных черт металлогении региона она считает "узловое" распределение рудных месторождений, локализующихся в отдельные отрезки внутри протяженного рудного пояса, которые ограничиваются поперечными широтными разломами фундамента. Здесь наблюдается прямая "вертикальная" связь поверхностных структурно- и рудообразующих процессов с процессами в мантии.

Переходя к конкретным данным, отметим следующее обстоятельство. В числе основных геологических и геофизических исследований земной коры и мантии важными являются вопросы разработки магнито-стратиграфической шкалы. Палеомагнитное изучение различных комплексов горных пород хорошо коррелируется с палеонтолого-стратиграфическими данными о наличии несогласий и перерывов. Помимо важной информации для решения проблем геотектоники, оно свидетельствует о крупных закономерных перестройках структур геотектонического плана в истории Земли, связанных с более общими планетарными явлениями.

Наиболее общей характерной чертой подвижных поясов, отличающей их от окружающих структур платформ, является явно выраженное полюсовое строение. В физических полях они четко выделяются резко повышенными аномалиями силы тяжести и магнитной составляющей. Контуры подвижных поясов в геомагнитном поле хорошо обозначаются, так как здесь сказывается результирующее влияние на магнитное поле как пород коры, так и верхней мантии, которые приобретают намагниченность под воздействием главного геомагнитного поля Земли. В поле силы тяжести

земли подвижные пояса четко выражены, как и вообще все главные структуры земной коры. Имеются многочисленные данные, свидетельствующие о плотностной неоднородности подкорового слоя. В центральных частях ряда подвижных поясов, как это видно на примере гравитационного поля Урала, обычно четко отмечается супермаксимум силы тяжести, фиксирующий резко приподнятые по отношению к поверхности Земли участки распространения "тяжелых" масс пород — продуктов верхней мантии. В других подвижных поясах такие протяженные полосовые аномалии могут фиксироваться в прибортовых частях геосинклиналей. В некоторых же складчатых областях эти аномалии иногда создают мозаичный план, как например в Центральном Казахстане. Эта мозаичность фиксирует наиболее напряженные участки перегиба геологических структур Урало-Монгольского подвижного пояса, и их происхождение связано со знакопеременными подвижками краевой части Сибирской платформы.

Изучение глубинного строения различных структур подвижных поясов указывает на их тесную корреляционную связь с некоторыми основными параметрами земной коры. Основные параметры земной коры в пределах окружающих платформ и самих подвижных поясов не одинаковы. На платформах средняя толщина коры составляют 35—40 км, а средняя скорость прохождения сейсмических волн, отражающая ее плотностное состояние, равна 6,2—6,5 км/с. Здесь она имеет тонкий осадочный слой. В краевых прогибах толщина коры не намного больше, но осадочный слой обычно больше и составляет иногда половину всей мощности коры. Скорость в консолидированной коре прогибов больше, чем на платформах (6,5—7 км/с). Наконец, непосредственно в самих подвижных поясах кора наиболее мощная и характеризуется повышенными средними скоростями. В Урало-Монгольском поясе толщина коры достигает местами 55—60 км и более, снижаясь до 40—45 км в областях распространения остаточных срединных массивов. Средняя скорость сейсмических волн в коре 7—7,5 км/с, снижаясь местами до 6,5—6,0 км/с, что свидетельствует о наличии в ней неоднородностей, обусловленных распространением среди пород базальтового слоя образований гранитогнейсового слоя и включениями фрагментов пород осадочной оболочки.

Еще больший интерес для анализа корреляционных связей между поверхностными и глубинными структурами имеют данные о неоднородностях ряда физических параметров в самой верхней мантии. Они дают довольно четкую картину о характере движений в подкоровых частях Земли и указывают на обусловленность рудообразующих процессов явлениями направленной эволюции верхней мантии. Анализ геодинамики некоторых крупных геологических структур на территории СССР показывает, что на обширных пространствах Земли отмечается связь проявлений современной тектонической активности с состоянием глубинного вещества: разуплотнением земной коры и верхней мантии; повышенной величиной теплового потока; наличием волноводов и очаговых зон в гранитометаморфическом и базальтовом слоях с температурами до 1200 °С, допускающими возможность плавления вещества [8]. В областях древних складчатых сооружений и подвижных поясов поверхность Мохо зале-

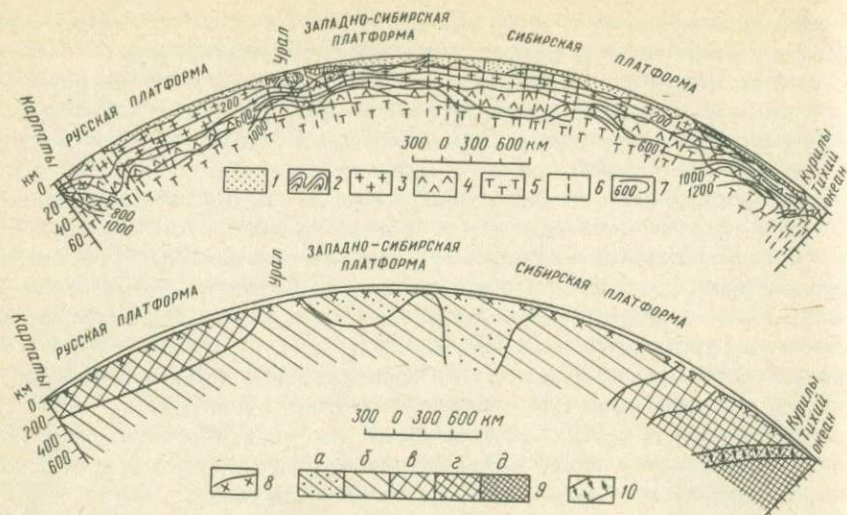


Рис. 5. Глубинные разрезы земной коры по профилю Карпаты — Тихий океан со значениями температуры по расчетным данным. По Н.А.Афанасьеву, И.М.Гашеву, Н.Б.Дортману и др.:

1 — осадочный слой; 2 — складчатый пояс фанерозоя; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — базальтовый слой; 5 — верхняя мантия; 6 — глубинные разломы; 7 — изолинии температуры; 8 — подошва земной коры; 9 — геологические образования мантии различного состава, отличающиеся средней плотностью (в слое до 700 км): а — пониженной, б — средней, в — повышенной, г — высокой, д — очень высокой; 10 — зона Беньюфа — Заварицкого

гает глубже, чем в прилегающих древних платформах, а базальтовый слой в них соответственно резко увеличивается (рис. 5). Как видно из рисунка, максимальное прогибание поверхности Мохо отмечается в области сочленений Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, спянных образованиями геосинклинальных байкалид Енисейско-Туруханской зоны, Восточного Саяна, Хамар-Дабана и восточной части Станового хребта (попадающих на линию трассы геодинамического разреза). В глубинном разрезе земной коры в этих участках фиксируются геологические образования мантии, отличающиеся наиболее пониженными средними плотностями. Область поперечного разреза Уральского сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса на иллюстрируемом геодинамическом разрезе также отмечается сравнительно пониженными средними плотностями подкорового вещества, в то время как в фундаменте прилегающей части Русской платформы распространены геологические образования повышенной средней плотности. Это, по-видимому, свидетельствует, об относительно большей консервативности жестких структур древней континентальной коры Русской плиты по отношению к более поздним во времени движениям в мантии, происходившим в рифее и фанерозое, что выразилось в большем разуплотнении вещества мантии в областях развития байкалид и более молодых складчатых структур. Аномальное строение верхней мантии под

уральскими структурами проявляется, например в сложном строении и увеличенной мощности переходной зоны между корой и верхней мантией, характеризующейся явными признаками ее разуплотнения: прогибанием поверхности Мохо, увеличением толщины базальтового слоя и повышенными средними скоростями. Под прогибами в верхних частях коры поверхность переходной зоны опущена, а под поднятиями — приподнята.

Результаты сейсмических исследований по геотраверсу Тянь-Шань — Памир-Гималаи, опубликованные В.В.Белоусовым, Б.С.Вольвовским, К.Кайла и другими исследователями указывают на сложный характер геологических структур, формирующихся на поверхности [10]. Взаимоотношения между ними не могут быть объяснены, по мнению авторов, давлением Индийской плиты на Евразийскую платформу и поддвиганием первой под вторую, как это будто бы следует из положений тектоники плит. Глубинные разломы в области Высокой Азии, где непосредственно соприкасаются структуры Урало-Монгольского и Средиземноморско-Гималайского подвижных поясов, рассекают земную кору почти вертикально, и не могут интерпретироваться, по мнению В.В.Белоусова и других, как поддвиги одних блоков коры под другие. Отмечая, что толщина коры под Памиро-Гималайским синтаксисом хотя и очень велика (больше, чем в других местах), эта авторы не обнаружили никаких признаков сдвигания коры с повторением ее слоев. Аномалии сейсмичности контролируются здесь самыми крупными вертикальными или крутопадающими контактами по границам блоков с различными геологическими и геофизическими характеристиками. Одновременно отмечается четко выраженная тенденция распределения сейсмической активности вдоль субгоризонтальных границ раздела между основными комплексами в коре и верхней мантии, что свидетельствует о тесной генетической связи между структурно-тектоническими и динамическими характеристиками литосферы описываемого региона [10]. Как считают эти исследователи, сложность геодинамических процессов в недрах Памиро-Гималайского региона как раз и определяется этой генетической связью. Вещество верхней мантии находится здесь в разуплотненном состоянии. В отдельных районах возможно поступление из больших глубин Земли значительных объемов аномально разогретых масс вещества. Это разогретое вещество, возможно, латерально перемещается по ослабленным зонам — астеносферным каналам в сторону Памира и Тянь-Шаня. В.В.Белоусов и его коллеги отмечают, что именно в этом направлении наблюдается горизонтальное ориентирование напряжений растяжения в очагах землетрясений.

А.А.Смыслов, А.Л.Яншин, В.Ю.Зайченко и другие [8] считают, что целый ряд геодинамических систем (глубокие некомпенсированные впадины, зоны молодых активных рифтов, современные орогены) имеют "жесткую стыковку с верхней мантией". Она проявляется в унаследованном характере продуктов магматизма, в длительном и однонаправленном опускании или поднятии крупных блоков земной коры и в особенности, как они указывают, в четкой пространственной сопряженности областей энергетического и вещественного обеспечения геодинамических систем на протяжении длительных отрезков времени. Существование такой четкой

сопряженности лучше всего доказывается на примере глубинного строения Прикаспийской впадины, где в течение всего фанерозоя "всасывающий" механизм, по А.А.Смыслову и другим, верхней мантии обусловил значительное опускание структуры и накопление осадков мощностью 15—20 км. Как отмечают А.А.Смыслов и другие, формирование и развитие таких структур можно объяснить только значительными по амплитуде вертикальными перемещениями. В связи с этим уместно привести данные прецизионных тектонофизических исследований, выполненных при бурении Кольской сверхглубокой скважины. Анализ полученной тектонофизической модели тектонических напряжений геоблока в районе скважины показывает, в частности, что в данном районе четко выражена горизонтальная расслоенность земной коры, связанная не с широким проявлением горизонтальных смещений, а с изменением локальных условий деформации отдельных частей геоблока. Последнее обстоятельство, по мнению Ю.А.Кузнецова [20], ставит ряд новых проблем перед концепцией тектоники плит.

Однако А.А.Смыслов, А.Л.Яншин и другие [8] указывают на широкое распространение в литосфере линейных структур раздвигов. Поскольку движущей силой геодинамических систем являются растягивающие усилия, то компенсирующие их сжатия в коре должны будто бы реализоваться в областях столкновений океанических и континентальных блоков.

Но почему в данном случае неизбежен эффект столкновения? Ведь гораздо более простым, по нашему мнению, представляется механизм "выталкивания". Он в какой-то степени компенсирует "всасывающий" эффект и более логичен в общей последовательности тектонических событий, рассмотренных нами: сводовое поднятие → расколы → рифтогенез → геосинклинальное прогибание → орогенез. Действительно, сводовое поднятие — результат "возмущений" в подкоровом веществе мантии, быть может, тех же явлений реститообразования, эклогитизации и т.п. Расколы сводового поднятия с возникновением разломов, уходящих в мантию, неизбежно вызовут эффект декомпрессии мантии и подъем ее вещества в кору. Следовательно, раздвиговые структуры будут развиваться только в процессе подъема мантийного вещества в верхние горизонты коры. Этому в значительной степени будут способствовать явления разуплотнения мантии, объемные эффекты при фазовых переходах вещества которой могут достигать больших величин. На поздних этапах геосинклинального и в особенности на орогенной стадии развития подвижных поясов, по-видимому, могут появляться эффекты "всасывания". Они должны возникать в областях нарастающей неоднородности мантии, вдоль крупных краевых разломов, где соприкасаются максимально разуплотненные участки мантии под структурами подвижных поясов с плотными частями мантии под окружающими эти пояса платформами и заключенными в подвижных поясах срединными массивами. Вследствие разности плотностей, усиленных процессами метаморфизма и метасоматоза, в том числе под воздействием проникающих по разломам океанических вод, а также явлений изостазии, в пределах подвижных поясов неиз-

бежно начнут возникать разноамплитудные и разнознаковые вертикальные движения блоков. Следовательно, под подвижными поясами в период геосинклинального развития должны, по-видимому, осуществляться сложные движения мантийного вещества. Под остаточными срединными массивами они, вероятно, будут иметь вихревой характер, а по краям подвижных поясов — направленный, от аномально разогретых и разуплотненных участков к холодным и более плотным, где вдоль краевых глубинных разломов и должны создаваться "всасывающие" эффекты. Последние будут еще более усилены в период закупорки каналов глубинных разломов, поскольку разогретые массы мантийного вещества, не имея практически выхода на поверхность, должны устремляться в области "всасывания", возникающие вдоль наклонных в сторону платформы зон (по-видимому, типа зон Беньофа). В это же время на поверхности подвижных поясов будет происходить плавление вещества коры, обуславливая орогенез, формирование гранитов и горообразование как общее следствие взаимодействия разуплотненного разогретого вещества мантии с сиалической корой и породами осадочной оболочки. Одновременно с инверсией геосинклиналей должны формироваться (и формируются) краевые прогибы как следствие механизма усиленного "всасывания" вещества мантии в прилегающих к подвижным поясам частях платформы.

В.В.Белоусов и другие [10] указывают, что аномальность глубинного строения складчатых поясов наблюдается не только в коре. В частности, под ненормально мощной корой Памиро-Гималайского региона наблюдается значительное утолщение астеносферы. Здесь же отмечается повышенный тепловой поток. Отсюда, по заключению В.В.Белоусова и других, следует, что указанная аномальность связана с верхней мантией. Это противоречит основным концепциям тектоники плит, согласно которой все процессы ограничиваются корой. Соответственно концентрация разогретого материала под рассматриваемым регионом — результат не столкновения двух плит,двигающихся горизонтально, а вертикального подъема вещества из глубоких частей мантии к поверхности.

В консолидированных подвижных поясах переходная зона под геосинклинальными прогибами обладает, как будет подробнее показано на примере Уральского сегмента Урало-Монгольского пояса, максимальной раздробленностью и коррелируется с нижними частями коры, в которой также отмечается раздробление базальтового и гранитогнейсового слоев на отдельные блоки. Все это может указывать на связь в данных местах поверхностных геологических структур с глубинными. Эти данные свидетельствуют также о возможности непосредственного проникновения вещества мантии по системе вертикальных и субвертикальных глубинных разломов в верхние горизонты коры при ее деструкции, что выражается в преобладании тяжелых базальтоидных масс в строении прогибов и, наоборот, легких сиалических — в строении поднятий.

Приведенные данные, свидетельствующие о чрезвычайно сложном строении земной коры в пределах подвижных поясов, позволяют вполне обоснованно районировать эти регионы по типу строения земной коры. В качестве примера можно привести схему районирования Урала. Из рис. 6

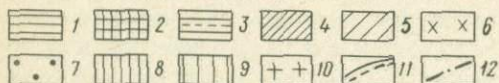
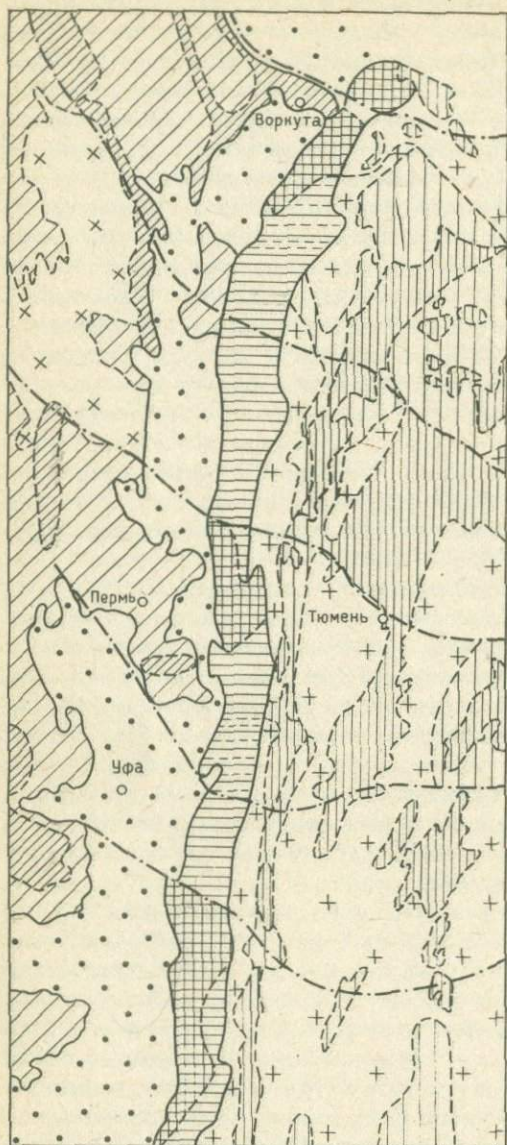


Рис. 6. Схема районирования Урала по типу строения земной коры. По Е.М.Ананьевой, К.К.Золовеву.

Типы и подтипы коры: 1–3 – кора складчатой области (1 – фемического подтипа, 2 – фемического подтипа с повышенной тяжестью, 3 – сиалофемического подтипа); 4–6 – кора платформенной области (4 – фемического подтипа, 5 – сиалофемического подтипа, 6 – сиалического подтипа); 7 – кора области перикратонного прогиба сиалического подтипа; 8–10 – кора переходного, от коры платформенной области к коре складчатой области, типа (8 – фемического подтипа, 9 – сиалофемического подтипа, 10 – сиалического подтипа); 11 – границы, разделяющие области с различными типами (а) и подтипами (б) коры; 12 – границы крупных поперечных блоков

видно, что участки с различным типом строения земной коры, в которых в разной степени присутствует вещество верхней мантии, закономерно распространены в пределах подвижного пояса. Наиболее тяжелые массы базальтоидного состава, слагающие эвгеосинклинальные зоны, составляют участки с корой фемического типа, которые тянутся вдоль всего Урала, фиксируя Главный Уральский глубинный разлом, представляющий собой систему расколов, служащих каналами для вывода на поверхность магматических продуктов вещества верхней мантии.

В.А.Амантов и П.С.Матросов при изучении геологического строения и истории развития Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, А.А.Абдулин, Н.А.Афоничев, Н.Г.Власов и другие (при изучении Казахстана и Средней Азии) пришли к выводу, что в этих регионах устанавливается прямая корреляционная зависимость между формами проявления геосинклинального процесса и глобальными глубинными неоднородностями Земли. Внутри континента различия геодинамических режимов отдельных частей геосинклиналей обуславливают кардинальные различия металлогении.

Для разных форм проявления геосинклинального процесса в близповерхностной части коры свойственны определенные структурно-вещественные комплексы. Последние характеризуются разноплановым рисунком тектонических дислокаций, обусловленных, по-видимому, глобальными явлениями. Среди этих дислокаций наибольшее значение как рудообразующие и рудоконтролирующие имеют разрывные нарушения. Они также связаны с определенными типами глубинных дислокационных процессов, обуславливающих различную проницаемость литосферы, и сопровождают в своем возникновении тектонические структуры растяжений, сжатий или сдвиговых систем с правыми и левыми знаками в структурах взаимно перпендикулярной ориентации.

Считается, что крупные смещения и разрывы в коре связаны с движением материковых плит. Так, по данным Р.Ван дер Воо, Р.Джонсона и Э.Перру [4], левосторонние горизонтальные смещения каменноугольного возраста между Европой и Лаврентией, образовавшие Аллегано-Уачита-Герцино-Мавританский пояс, были прямым результатом движения Гондваны на север, аналогичного моделям продолжительной коллизии Индия — Азия. Однако приведенные данные В.В.Белоусова и др. [10] опровергают возможность такого столкновения континентальных плит. Тем более, как известно, палеомагнитные полюсы среднего и позднего палеозоя на реконструкции Пангеи ложатся узкой полосой [41]. Это позволяет провести на указанной реконструкции общую траекторию миграции полюса и исключает возможность значительных относительных перемещений континентальных блоков в то время. Общее перемещение всего массива Пангеи относительно полюса при этом было огромным — от северо-запада Африки к Австралии. Поэтому, если бы ориентировка крупных разрывных дислокаций была обусловлена перемещением континентальных блоков относительно полюсов, то, например, на Урале наблюдались бы закономерные системы взаимно накладываются друг на друга групп разновозрастных разрывов средне-позднепалеозойского отрезка времени.

Однако, как показывают исследования К.П.Плюснина [29], на Урале для этого периода характерны только правые сбросо-сдвиги, сбросо-надвиги и сопряженные с ними складчатые структуры, возникавшие в основном при растяжении, реже сжатии крупных участков подвижного пояса. В связи с этим возникновение определенного плана дислокаций представляется более вероятным вследствие закономерных движений подкорового вещества.

Таким образом, структурно-тектонические элементы подвижных поясов в приповерхностных структурах обусловлены подъемом из глубин и эволюцией разогретого и разуплотненного вещества мантии, а их вещественное наполнение (в виде геологических формаций) определяется особенностями состава как этого вещества, так и вещества земной коры, в которую вторгаются мантийные массы. Поскольку геологические формации включают также и рудную минерализацию, концентрация (и рассеивание) которой определяется особенностями формирования этих формаций, то специфика рудных площадей и металлогенической зональности в конечном счете также определяется в целом особенностями эволюции подкорового вещества.

### Глава 3

## ГЛАВНЫЕ ТИПЫ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Вопросы металлогении подвижных поясов разработаны в настоящее время довольно глубоко и разносторонне. Они рассмотрены в трудах В.И.Смирнова, А.Д.Щеглова, Д.В.Рундквиста, Г.А.Твалчрелидзе, Е.А.Радкевич, Н.А.Шило и др. Несмотря на ряд не решенных полностью проблем закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых во времени и пространстве, общие принципы металлогенического анализа позволяют достаточно точно и уверенно прогнозировать потенциально перспективные рудоносные площади разной категории. Однако единого подхода к выделению металлогенических провинций пока не существует [47]. А.Д.Щеглов считает, что такой единый подход и не обязателен. Металлогенические провинции как наиболее крупные категории площадей в региональном районировании рудоносных территорий, должны выделяться, по его мнению, на основе разных принципов. Среди факторов, определяющих формирование различных металлогенических провинций, А.Д.Щегловым в соответствии с общепринятыми представлениями, выделяются следующие:

- 1) тектонический тип геосинклиально-складчатых областей, платформ и областей активизации;
- 2) геологический возраст указанных геотектонических структур;
- 3) полнота проявления стадий развития этих крупных тектонических элементов земной коры;

4) характер и широта распространения развитых в их пределах геологических формаций (осадочных, осадочно-вулканогенных, магматических и др.), свойственных разным стадиям эволюции тектонических структур;

5) глубина эрозионного среза.

Нам представляется, что к этому перечню следует добавить наличие определенных рудных формаций, так как они, во-первых, составляют единое целое с геологическими формациями, а во-вторых, в соответствующих условиях иногда содержат в своем составе нехарактерные для них полезные ископаемые, что может привести к ошибочности прогноза при выделении соответствующего ранга рудоносных площадей.

Как видно из приведенных факторов, в пределах одних и тех же подвижных поясов можно выделить принципиально разные по специфике металлогении провинции. Так, в Урало-Монгольском подвижном поясе выделяются: металлогенические провинции фемического профиля, связанные с зонами эвгеосинклиналей; провинции сиало-фемического, сиалического профиля и областей активизации, приуроченные к окружающим приплатформенным частям поясов и срединным массивам внутри их; провинции областей орогенеза, наложенных вулканических поясов, внутренних впадин и другие. В целом крупные сегменты подвижных поясов, по нашему мнению, трудно отнести с определенностью к тем или иным типам провинций, хотя традиционно это всегда делалось. Например, Уральская металлогеническая провинция издавна считалась провинцией фемического типа, а Казахстанская — сиалического. Однако к настоящему времени четко установлено, что ранние стадии развития Урала в палеозое характеризуются фемическим профилем металлогении, а поздние — сиалическим. В то же время, в пределах остаточных срединных массивов развиты месторождения полезных ископаемых как фемического, так и, в особенности, сиалического профилей, поскольку большинство из них, изначально связанные с ультраосновными и основными вмещающими породами, в период регионального сиалического плутонометаморфизма трансформируются в типичные рудные формации сиалического профиля. Наконец, как в срединных массивах, так и в структурно-вещественных комплексах эпигеосинклинальной молодой мезозойско-кайнозойской платформы возникают месторождения зон тектономагматической активизации. Последняя в срединных массивах носит отраженный характер, а в платформенных участках — автономный.

Таким образом, трудно определить однозначно профиль металлогенической провинции. В любом случае это будет в определенной степени условным ранжированием крупных категорий площадей, так как наряду с преобладающими структурами фемического типа, в этих поясах распространены также сиалические, активизационные и др. Но такую ранжировку необходимо все же производить, и, как нам кажется, в определение металлогенических провинций следует вкладывать не только и не столько соответствующее понятие степени основности слагающих ее компонентов (профиль фемичности — сиаличности структур), сколько однотипные в своем происхождении структурно-вещественные комплексы подвижных поясов. В этом случае ранжирование основных элементов земной коры в

металлогеническом плане может быть логично связано с определенным тектоническим типом подвижных поясов, платформ и областей активизации и, как это обычно делается, с определенными стадиями развития наиболее крупных структур земли.

В связи с этим вполне логичным представляется выделение крупных тектонических глобальных металлогенических поясов и областей, таких, например, как Тихоокеанский, Средиземноморский, Урало-Монгольский и т.д. Для каждого из них характерны как общие, так и присущие только им черты формирования, специфика металлогении и металлогенической зональности. Например, Тихоокеанский металлогенический пояс, выделенный более 50 лет назад С.С.Смирновым, обрамляет обширный бассейн Тихого океана. Он характеризуется, по данным Е.А.Радкевич [34], кольцевым (многоугольным, или, как она подчеркивает, шестиугольным) контуром и зональным кольцевым распределением металлов: Внутренней медной зоной и Внешней олово-вольфрам-полиметаллической. Звенья или зоны этого многоугольного пояса прямолинейны и следуют по планетарным разломам, подчиненным правильной геометрической сети с направлениями — меридиональным и широтным (ортогональная система), северо-западным и северо-восточным (диагональная система). Е.А.Радкевич указывает на наличие диасимметрии пояса: геоморфологическую — одностороннее расположение островных дуг к востоку от континентов и геохимическую — преобладание на азиатской стороне во Внешней зоне олова и вольфрама, а на американской — свинца и цинка. Далее в первой ветви его выделяются Северо-Западный сектор пояса, включающий Северо-Восток СССР и юг Дальнего Востока (Монголо-Охотскую зону и Приморье), расположенные южнее активизированные области Китайской платформы и, наконец, палеозойская складчатая область Восточной Австралии. Соответствующим образом подразделяется и американская ветвь Тихоокеанского пояса.

Из приведенного иерархического перечня элементов глобального планетарного металлогенического пояса видно, что он четко разделяется в первую очередь на крупные звенья, совпадающие с разноориентированными планетарными разломами. Каждое из звеньев характеризуется только ему свойственным планом структур, однако в целом они связаны генетическим единством, близостью возраста наиболее распространенных металлогенических зон, формировавшихся в одну, местами в две сближенные во времени металлогенические эпохи. В то же время эти крупные звенья единого металлогенического пояса включают гетерогенные в возрастном, формационном и металлогеническом отношениях блоки или зоны. Последние относятся к более древним допалеозойским сооружениям, в том числе активизированным в палеозое и мезозое, и к палеозойским складчатым зонам. Следовательно, в данном случае в единый рудный пояс планетарного масштаба входят разные и разновозрастные тектонические зоны с различной рудной минерализацией. Наряду с срединными массивами, например Колымским, с законсервированной домезозойской (докембрийской) металлогенией (медно-порфиновые руды, золото), а также па-

леозойской типичной эвгеосинклинальной рудоносностью фемического профиля (хромиты, никель, хризотил-асбест), в рудном поясе широко развита рудная минерализация сиалического профиля. При этом металлогенические зоны мезозойского возраста, составляющие в целом Внешнюю зону металлогенического пояса, обрамляют со всех сторон более древние металлогенические зоны, образуя с ними единые рудоносные площади, что подчеркивается активизацией более древних геологических сооружений при становлении геосинклинальных мезозоид. И в том, и в другом случаях как мезозойские, так и активизированные докембрийские рудные зоны несут однотипное олово-вольфрамовое и олово-золотое оруденение. В Корякско-Камчатском сегменте и его Чукотском ответвлении, а также в северо-западной части Американской ветви Тихоокеанского пояса (в Британской Колумбии) широко развиты альпинотипные гипербазиты, местами содержащие хризотил-асбестовую минерализацию. В американском секторе последняя достигает значительных концентраций с уникальными по длине волокна асбеста месторождениями (Кассиар), что свидетельствует о хорошей сохранности более ранних рудоносных структур среди вновь сформировавшихся мезозоид. Однако, в Сихотэ-Алиньском секторе Тихоокеанского пояса гипербазиты местами значительно метаморфизованы, по-видимому, под воздействием сформировавшегося здесь одноименного олово-вольфрамового рудного пояса.

Таким образом, в рассмотренном Тихоокеанском планетарном рудном поясе выделяется большое количество металлогенических зон, которые объединены на существующих картах в металлогенические области [34] по разным признакам в основном по металлогеническому облику, реже по типу тектонических структур (срединные массивы, эвгеосинклинали, края прилегающих платформ и др.), по типу их фемичности — сиаличности, по возрасту и т.д. В выделении указанных металлогенических областей просматривается отсутствие единого подхода. Даже сам термин "металлогеническая провинция" не употребляется, что подтверждает мнение А.Д.Щеглова, который считает выделение такого ранга рудоносных площадей необязательным. Однако, мы считаем, что выделяемые в Тихоокеанском поясе отдельные металлогенические области могли бы быть объединены в соответствующие металлогенические провинции. Последние, по-видимому, вполне могут соответствовать указанным крупным звеньям "шестиугольника" Тихоокеанского рудного пояса. Каждое его звено характеризуется однотипностью преобладающего оруденения основных тектонических структур мезозоид, объединяемых в возрастном и генетическом отношениях. В соответствии с этим могут быть выделены, например, Филиппино-Японская металлогеническая провинция с существенно золото-медной минерализацией, Северо-Западная притихоокеанская провинция с преимущественно олово-золоторудной и олово-вольфрамовой минерализацией.

В Американской ветви Тихоокеанского рудного пояса в первом приближении можно выделить металлогеническую провинцию Аляски и Канадской части Кордильер с преимущественно золотой и олово-золоторудной минерализацией; провинцию Сьерра-Невады в Калифорнии с медно-золо-

то-молибден-оловорудной минерализацией. Далее к югу выделяется провинция Центральной Америки — золотоносная, медно-молибденовая и марганцевая, а также Антильская провинция (Куба\*) — медно-никелевая. В Южной Америке четко выделяются провинция Перу — полиметаллическая с обильным комплексом редко встречающихся сульфоантимонитов и ртутной минерализацией, Западно-Андийская (Чилийская) провинция со знаменитыми медно-порфировыми месторождениями, медистыми песчаниками, полиметаллами и золото-сурьмяно-оловорудной минерализацией и, наконец, Восточно-Андийская (Боливийская) провинция с олово-вольфрамовым, свинцовым, золото-серебряно-сурьмяно-висмутовым и медным оруденением.

В каждой из перечисленных провинций, как нам представляется, могут быть выделены субпровинции по признаку их принадлежности к мио- и эвгеосинклинальным зонам киммерид и альпид, а также к более древним блокам, зонам и остаточным срединным массивам, в которых распространены офиолиты, базальтоиды или сиалические гранитоиды со специфическими для каждого комплексов металлами и полезными ископаемыми. Следующим более низким рангом рудоносных площадей, как известно, обычно являются металлогенические зоны и одноуровневые с ними металлогенические области (выделяемые, по Е.А.Радкевич, в ранге провинций), в пределах которых выделяются рудные зоны (узлы) и затем рудные поля. Соответственно рудные поля объединяют рудоносные площади с однотипным (единой формационной принадлежности) оруденением (полихронные и полигенные месторождения ранжируются по возрасту основного рудообразующего процесса). Рудные зоны (узлы) могут быть моно- и полиметалльные с возрастом оруденения в рамках одной рудной стадии. Металлогенические пояса охватывают разновозрастные рудные зоны и узлы в рамках металлогенической эпохи, а провинции и субпровинции — в рамках одного или нескольких циклов. Металлогенический пояс территориально охватывает весь подвижный пояс с его активизированными краями древней и эпигеосинклинальной платформенных частей и остаточными срединными массивами, металлогеническая специализация которых определяется наложением рудной минерализации эпох геосинклинального развития на более древнее оруденение.

В пределах Урало-Монгольского подвижного пояса, к которому приурочен одноименный металлогенический пояс, выделяются Уральская, Тянь-Шаньская и Южно-Монгольская металлогенические провинции, преимущественно с линейно ориентированными рудными поясами, а также Казахстанская и Алтае-Саянская металлогенические провинции (области, по В.А.Кузнецову), характеризующиеся мозаичным планом ориентировки главных рудных поясов.

В Уральской провинции соответственно можно выделить три субпро-

---

\*Металлогения Кубы во многом напоминает уральскую, отличаясь от нее окраинно-материковым положением и в связи с этим асимметрией расположения металлогенических зон, а также более молодым возрастом.

винции: 1) краевой части Восточно-Европейской платформы, металлогения которой определялась миогеосинклинальным режимом развития основных рудных поясов с периодами рифтогенеза и отраженной активизации под воздействием параллельно формирующейся эвгеосинклинальной области; 2) Уральской геосинклинальной системы с зонами отраженной активизации в областях остаточных срединных массивов; 3) Валерьяновского наложенного вулканоплутонического пояса.

В пределах собственно геосинклинальной субпровинции выделяются металлогенические пояса (области), приуроченные к геолого-структурным мегазонам (Тагильско-Сакмарская, Западно-Магнитогорская и др.). Внутри металлогенических поясов обособляются металлогенические зоны (области), приуроченные соответственно к структурно-формационным зонам, а в них выделяются рудные районы (узлы) и рудные поля.

Для Уральской провинции установлена четкая пространственно-временная симметрия металлогении [5], подтвержденная результатами геологических съемок и исследований. Она заключается в том, что крупному палеозойскому этапу геосинклинального развития Урала в докембрии повсеместно предшествовал также этап эвгеосинклинального развития, начавшийся в рифее общим растяжением (что фиксируется в пределах докембрийских срединных массивов широким распространением среднерифейских офиолитов с металлогенией фемического профиля). В венде — кембрии этот этап завершился орогенезом и платформенной стабилизацией с развитием моласс, корообразованием и формированием широко распространенных на западном склоне Урала магматических пород риолит-гранитной формации. В раннем ордовике вновь отмечается начало нового палеозойского геосинклинального этапа развития Урала. Оно, как и в среднем рифее, характеризуется мощным растяжением с формированием ордовикских офиолитов (по данным Н.Л. Добрецова и Л.П. Зоненшайна [12]), эти два этапа офиолитообразования, а в других частях еще и вендский этап, фиксируются для всех главных зон Урало-Монгольского подвижного пояса), также локализующихся по всему пространству геосинклинальной части Урала, начиная с зоны Главного Уральского глубинного разлома на западе территории вплоть до границы с зоной Валерьяновского вулканоплутонического пояса на востоке. По краям этого геосинклинального пространства (в Тагильско-Сакмарской и Иргизской зонах) развиты альпинотипные гипербазиты и раннегеосинклинальные ордовикско-силурийские базальтоиды натровой серии с металлогенией фемического профиля. Далее по направлению к внутренней части геосинклинального пространства они последовательно сменяются вулканогенными формациями порфиритовой (островодужной) серии, которые в свою очередь сменяются к концу раннего — началу среднего девона зонами вулканитов андезит-трахитоидного ряда. Такая же последовательность смены циклических рядов отмечается для средне-позднедевонского периода, а в раннем карбоне циклические ряды эвгеосинклинальных вулканитов завершают свое развитие. Практически одновременно завершается и фемический тип металлогении. Начиная с московского века в центральных частях геосинклинального пространства происходит гранитообразование, сопровождавшееся металлогенией сиалического профиля.

Таким образом, последовательная смена от краевых частей платформ внутрь геосинклинали ранних каледонид поздними, а последних ранними герцинидами со сменой их в центральных частях геосинклинали поздними герцинидами, с образованием симметричной линейности является, как известно, идеальным случаем наращивания складчатых сооружений от платформ к середине прогибов. В последующий этап платформенного развития Урала происходит неоднократная активизация с формированием редкометалльно-редкоземельно-радиоактивной, золото-серебряной и полиметаллической минерализаций.

Описанное линейно-симметричное образование металлогенической зональности в пространстве и во времени в течение длительного периода развития внутриконтинентального подвижного пояса вполне согласуется с главными положениями о закономерном формировании рудоносных площадей по мере эволюции складчатых поясов, широко освещенных в трудах В.И.Смирнова, Г.А.Твалчрелидзе, Д.В.Рундквиста, А.Д.Щеглова, А.И.Кривцова, Е.А.Радкевич, В.А.Кузнецова и др. Такое симметричное зональное развитие металлогении подтверждают приведенные данные о закономерных движениях разогретого мантийного вещества под формирующими на поверхности подвижных поясов структурно-вещественными комплексами, с которыми соответственно связаны и разного ранга рудоносные площади.

#### Глава 4

### ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Среди главных тектонических подразделений тектоносферы Земли подвижные пояса занимают обширные площади. Они разделяют края древних платформ, окаймляют их и переходят из материковых частей планеты в ее окраинно-континентальные и океанические области, составляя глобальную систему наиболее мобильных геологических структур земли, циклически развивавшихся в течение длительного периода. Подвижные пояса, как и платформы, резко различны по своим размерам. Наиболее протяженными являются Тихоокеанский, Средиземноморский, Урало-Монгольский, Атлантический и Арктический. Средиземноморский и Урало-Монгольский пояса прослеживаются через весь Евразийский суперконтинент. В пределах Высокой Азии они соприкасаются друг с другом, при этом, как было показано при рассмотрении особенностей глубинного строения ряда подвижных поясов, более молодой Средиземноморский пояс активно воздействует вплоть до настоящего времени на более древние и консолидированные в значительной степени структуры Урало-Монгольского пояса. Характерными структурами всех подвижных поясов являются крупнейшие зоны глубинных разломов, также составляющие единую глобальную систему разновозрастных в своем завершении, но обычно древнего

заложения, элементов тектоносферы Земли. Все они практически фиксируются офиолитами, в составе которых значительные объемы составляют гипербазит-базитовые комплексы разного возраста, древнейшие из которых распространены в зеленокаменных поясах и протогеосинклиналях платформ.

Детальному описанию различных аспектов геологии и металлогении подвижных поясов посвящена многочисленная литература, среди которой наиболее значительные труды принадлежат М.В.Муратову, В.Е.Хаину, В.В.Белюсову, В.И.Смирнову, Г.А.Твалчрелидзе, Д.В.Рундквисту, А.Д.Щеглову и др.

## УРАЛ

Урал, являющийся крупным сегментом Урало-Монгольского подвижного пояса (УМПП), традиционно считается эталоном фемических геосинклиналей. Основные черты его геологического строения и тектономагматической эволюции рассмотрены в работах И.Д.Соболева, которые актуальны и в настоящее время.

За последние 15–20 лет получены данные, позволяющие во многом по-новому рассмотреть основные черты геологического строения и развития Урала, что имеет существенное значение для прогнозно-металлогенических оценок региона. Главными достижениями этого периода в исследованиях Урала являются: уточнение многих аспектов геологической истории и тектонической эволюции конкретных районов; установление пространственно-временной миграции гомологичных формационных рядов, обуславливающей как автономность развития отдельных территорий, так и цикличность эволюции Урала в целом; выяснение важной роли процессов разновременной тектономагматической активизации зон и блоков более ранней консолидации; уточнение на этой основе тектонического и металлогенического районирования. Все это позволяет глубже понять специфику металлогении уральского региона, в том числе и нетрадиционные ее аспекты, в которой сочетаются элементы мафического и сиалического профиля.

## СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В современных границах Урал охватывает структуры собственно геосинклинальной системы, а также сопряженные с ней (с запада и востока) пространственно-структурные элементы, тесно взаимоувязанные в своем развитии с эволюцией всего подвижного пояса (рис. 7). Соответственно можно выделить: прилегающие к геосинклинальному Уралу активизированные структуры восточной окраины Восточно-Европейской платформы; Уральскую геосинклинальную систему, представляющую собой совокупность палеозойских геосинклинальных зон разновременного заложения и разновременной стабилизации, а также разделяющих их



**Рис. 7. Схема структурно-тектонического и металлогенического районирования Урала:**

*а* — структурно-тектоническое районирование: *1* — окраина Восточно-Европейской платформы (*1-1* — недеформированный молодой чехол, *1-2* — деформированный молодой чехол, *1-3* — деформированный древний чехол, *1-4* — сопряженные вулканогенные прогибы: МК — Малокарский, ПП — Приполярный; выступы фундамента платформ: К — Кожимский, Т — Тараташский, УФ — Уфалейский); *II* — Уральская геосинклиналь и ее мегазоны: (*II-1* — Главная Уральская система: ЩУ — Щучинская, ТС — Тагило-Сакмарская, ЗМ — Западно-Магнитогорская, ВМ — Восточно-Магнитогорская УТ — Уралтауская, ЦМ — Центрально-Магнитогорская), *II-2* — Урало-Тобольская геантиклиналь (остаточные срединные массивы: ХБ — Харьбейский, С — Салдинский, ВИ — Верхисетский, СИ — Сысертско-Ильменогорский, МА — Мурзинско-Адуйский и Гаевский, ЧС — Челябинско-Суундукский, АМ — Адамовско-Мугоджарский, КГ — Красногвардейский; палеозойские эвгеосинклинальные зоны: М — Медведевская, Р — Рефтинская, КМ — Каменская, КТ — Катенинская, ОД — Октябрьско-Денисовская, И — Иргизская), *III* — Валерьяновский вулканоплутонический пояс.

*б* — схема формационного расчленения, формации: *1* — морские песчано-глинистые фосфоритонасные (мел); *2* — осадочные песчано-глинистые (триас — юра); *3* — трапповые (триас); *4* — глинисто-песчаные, красноцветные соленосные и меденосные (пермь); *5* — карбонатные (средний — поздний палеозой) и фалаховые (средний девон); *6* — фалаховая, терригенно-карбостромовая, алевроито-аргиллитовая, спаргамитовая, щелочно-оливин-базальтовая, трапповая, расслоенных габбро-гранитных и пироксенит-перидотитовых интрузий, гранитов рапакиви (рифей — венд); *7* — раннегеосинклинальные вулканогенные (базальтовые, риолит-базальтовые, базальт-андезитобазальтовые) ордовика — раннего силура и сопряженные с ними интрузивные образования; *8* — то же силура — раннего девона; *9* — то же среднего девона; *10* — то же раннекаменноугольного возраста; *11* — вулканогенные с неясной палеотектонической характеристикой (риолит-базальтовая, андезитобазальтовая, трахибазальтовая и др.) рифей — венда; *12* — позднегеосинклинальная трахибазальт-трахитовая и сопряженная с ней габбро-сиенитовая (поздний силура — ранний девон); *13* — трахибазальт, трахиандезит-габбро-диорит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация этапа тектономагматической активизации (ранний — средний девон); *14* — дунит-клинопироксенитовая и габбровая (рифей — ранний палеозой); *15* — дунит-гарцбургитовая альпинотипная (ранний палеозой); *16* — эпигеосинклинальные терригенные и терригенно-карбонатные (средний палеозой); *17* — угленосная, карбонатная, трапповая, толеит-трахибазальт-риолитовая раннекаменноугольного чехла срединных массивов; *18* — терригенные и метатерригенные венд-раннеордовикского чехла срединных массивов; *19* — терригенно-осадочных и интрузивных образований полностью или частично гранитизированные (рифей); *20* — метаофиолитовая (рифей); *21* — глубокометаморфизованных образований архея и раннего протерозоя; *22* — гранитоидные (средний — поздний палеозой); *23* — толеит-трахибазальт-риолитовая, трахиандезит-трахибазальтовая и сопряженная с ними диорит-гранодиоритовая этапа тектономагматической активизации (ранний карбон); *24* — поперечные глубинные расколы; *25–27* — границы структур (*25* — геотектонических и металлогенических провинций, *26* — Главной Уральской эвгеосинклинали и Урало-Тобольской геантиклинали, *27* — тектонических и металлогенических мегазон).

*в* — главнейшие рудноформационные и геолого-промышленные типы месторождений: *28* — магнетитовый; *29* — титаномагнетитовый; *30* — сидеритовый, *31* — железисто-кварцитовый, *32* — хромитовый, *33* — колчеданный, *34* — медно-порфировый, *35* — медистых песчаников, *36* — стратиформный свинцово-цинковый в карбонатных и терригенных толщах, *37* — золото-кварцевый и золото-сульфидно-кварцевый, *38* — бокситовый, *39* — редкометальный, *40* — молибденовый и вольфрам-молибденовый, *41* — магнезитовый, *42* — хризотил-асбестовый, *43* — антофиллит-асбестовый, *44* — графитовый, *45* — каменный уголь, *46* — фосфориты, *47* — калийные и каменные соли

срединных массивов (микроконтинентов); Валерьяновский вулканоплутонический пояс, развившийся на гетерогенном основании восточной окраины Уральской геосинклинальной системы и казахстанских каледонид.

Край Восточно-Европейской платформы включает области ее деформированного фундамента (Тараташский блок) и древнего допалеозойского чехла, развитого в Башкирском мегантиклинории и Центральном-Уральском поднятии, а также молодого чехла, деформированная часть которого представлена в Западно-Уральской зоне складчатости, а слабодислоцированная — в Предуральском краевом прогибе и на прилегающей территории собственно платформы.

Восточно-Европейская платформа в пределах рассматриваемой территории представлена почти трехкилометровым осадочным чехлом фанерозойских отложений и подстилающим их кристаллическим фундаментом, вскрытым глубокими скважинами. Ее фундамент сложен архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, железистыми кварцитами с телами метагипербазитов, метагаббро и гранитов (Тараташский блок). В современной структуре этот блок ограничен на западе и востоке взбросами и сдвиго-надвигами, а внутри осложнен палеозойскими разрывами и зонами смятия, наложенными на докембрийские гнейсы [5]. Поверхности древней гнейсификации обычно смяты в складки изгиба, но еще раньше и более основательно они были передислоцированы в кливажные изоклинальные складки.

На отложениях тараташского комплекса несогласно, с разрывом залегают метаморфизованные осадки айской свиты с конгломератами в основании. Это один из наиболее ярко выраженных перерывов в докембрийской истории Урала, сопровождавшихся структурными перестройками и образованием кор выветривания.

Нижнепротерозойские образования, представляющие собой возможные реликты древних зеленокаменных поясов — глубокометаморфизованные базит-гипербазитовые комплексы, установлены в Уфалейском, Харбейском, Малокарском и других антиклинориях. В гнейсах, вмещающих эти метаофиолиты, наблюдаются дорифейские деформации, как и в Тараташском гнейсовом комплексе передислоцированные в рифее и палеозое.

Указанные блоки — выступы фундамента вместе с разделяющими их прогибами, выполненными рифейскими, вендскими и частично нижнепалеозойскими образованиями, ранее нами объединялись в Западное внешнее (Главное Уральское) покровно-складчатое поднятие [5]. Тем самым подчеркивалась, с одной стороны, приуроченность к нему древнейших образований западного склона Урала, а с другой — исключительно важное значение господствующих шарьяжных нарушений.

Древний фундамент активизированного края Восточно-Европейской платформы перекрыт рифейскими осадочными и подчиненными им вулканогенно-осадочными отложениями Башкирского мегантиклинория, поднятий Центрально-Уральского, Енгана-пэ и других мощностью до 10–12 км и более. Рифейские образования претерпели позднейшие палеозойские дислокации, связанные со структурными перестройками, часто смяты в

сложные по морфологии складки, нарушены разрывами разных кинематических систем. Степень дислоцированности средне- и верхнепалеозойских отложений западного склона Урала возрастает от края собственно платформы на восток, несколько увеличиваясь в Предуральском краевом прогибе, и достигает максимума в покровно-складчатом поднятии, где повсеместно проявлена интенсивная линейная складчатость, отмечаются системы пологих моноклиналей и сдвоенные разрезы, образованных в долине пологих сместителей. Распространенные на поверхности палеозойские комплексы в Пашийской подзоне (Средний и Северный Урал) подстилаются венд-кембрийскими, а на юге (в Инзерской подзоне) — рифейскими отложениями. Характерно, что палеозойские образования и в частности, отложения такатинской свиты среднего девона, несмотря на столь значительный стратиграфический перерыв, залегают на древних отложениях с азимутальным несогласием. Этот факт имеет решающее значение для тектонического районирования, так как уже в Центрально-Уральской зоне на средний — поздний кембрий приходится одно из наиболее выразительных на Урале угловых несогласий [5].

Предуральский краевой прогиб имеет отчетливое синклиналиное строение, устанавливаемое по каменноугольно-пермским преимущественно терригенным отложениям. Более древние отложения (до силура включительно) имеют общее моноклиналиное погружение на восток.

Восточная граница Предуральского прогиба традиционно проводится перед фронтом первых крупных складок с крутыми крыльями, по появлению нижнепермских сероцветных моласс или по фронтальной линии наиболее западных непрерывных шарьяжей.

Таким образом, в пределах всей описываемой геологоструктурной мегазоны выделяются три структурных этажа, резко отличающихся составом и возрастом слагающих их пород, но особенно планами деформаций. Фундамент мегазоны — континентальный (сиалический), единый для нее и Восточно-Европейской платформы в целом. Он характеризуется субширотными и северо-западными простираниями древних структур, прослеживаемых, по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), на восток до Главного Уральского глубинного разлома.

Уральская геосинклиналильная система состоит из Главной Уральской эвгеосинклинали и Урало-Тобольской геоантиклинали. Первая сложена в основном палеозойскими вулканогенно-осадочными базальтоидными, андезитовидными, базит-гипербазитовыми и, в меньшей мере, доорогенными гранитоидными комплексами. Вторая — включает наложенные вулканоплутонические пояса и крупные блоки докембрийских срединных массивов в основном с верхнедокембрийско-палеозойским чехлом, разделяющие их сравнительно узкие троговые зоны частных эвгеосинклиналей, сложенных образованиями, близкими по составу и возрасту развитым в Главной Уральской эвгеосинклинали.

Главная эвгеосинклиналь Урала протягивается на 2300 км от Байдарцкой губы на крайнем севере до южного окончания Западных Мугоджар. Именно в этой структуре, известной как Тагильско-Магнитогорский прогиб, или Главный эвгеосинклиналильный пояс [5], сосредоточены наи-

большие объемы базальтоидных вулканогенных образований и комагматичных им интрузивов габбро-гранитоидного ряда.

Внутреннее строение Главной Уральской эвгеосинклинали (вкрест и по простиранию) крайне неоднородно. На севере она отклоняется от Щучинского синклиория поперечной Лонгат-Юганской зоной тектономагматической активизации, а на юге (в Мугоджарах) переходит в систему узких рифтовых прогибов. Наиболее значительные различия по простиранию Главной Уральской эвгеосинклинали наблюдаются между ее среднеуральской (Тагильский прогиб) и южноуральской (Магнитогорский прогиб) частями. Первый из них замкнулся в раннем девоне и поэтому нередко относится к незавершенным каледонидам. В Магнитогорском погружении начало и завершение геосинклинального развития (стабилизация) продвинуты во времени, т.е. это герцинское (или каледоно-герцинское) сооружение. Неодинакова в разных частях Главной Уральской эвгеосинклинали и суммарная мощность палеозойских вулканогенно-осадочных образований — максимальная (10—15 км) в Магнитогорском и значительно меньшая (до 3—8 км) в Тагильском погружениях. Латеральная дифференциация установлена и вкрест простирания эвгеосинклинали, что будет показано при характеристике отдельных мегазон.

В широтном направлении в пределах Главной Уральской эвгеосинклинали выделяется несколько геолого-структурных мегазон, различающихся рядами геологических формаций (структурно-формационных комплексов), временем их формирования и особенностями глубинного строения (см.рис. 7). Эти мегазоны: Тагильско-Сакмарская, Западно-Магнитогорская, Центрально-Магнитогорская, Восточно-Магнитогорская, а также Уралтауская, приуроченная в современной структуре Урала к его западному склону и сложенная среднерифейскими эвгеосинклинальными образованиями (в частности, офиолитами).

В Тагильско-Сакмарской мегазоне развиты ниже- и среднепалеозойские структурно-формационные комплексы в разной степени дислоцированные. Наиболее древние образования раннего, среднего и позднего ордовика обнажены в западном борту этой мегазоны, в краевых Салатимской и Сакмарской зонах, коррелирующихся по набору вулканогенных формаций, формам и времени основных дислокаций. В северной (собственно Тагильской) части этой мегазоны в широтном направлении устанавливается зеркально-симметричное строение с центральным высокоподнятым внутренним жестким массивом доуралид, прибортовыми ее прогибами (Кабанским и Турьинско-Красноуральским). В строении мегазоны принимают участие: ордовикско-лландоверийские инициальные (рифтогенно-геосинклинальные) недифференцированные толеитовые базальты, претерпевшие зеленокаменное перерождение и плутонометаморфизм фемического профиля в обрамлении габбро-гипербазитовых массивов зоны Главного Уральского глубинного разлома (мариинская, выйская и другие свиты Среднего и Северного Урала); дифференцированные вулканогенные формации полного формационного ряда; разнообразные плутонические породы и вулканоплутонические ассоциации доорогенных стадий развития геосинклинали.

Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР) — важнейший составной элемент этой мегазоны и Главной Уральской эвгеосинклинали в целом. Он представляет собой наиболее ранний и наиболее глубинный тектонический шов на Урале. Первоначально он представлял собой крупный раздвиг, по которому в позднем палеозое сформировалась глубинная надвиговая структура (сутура). Это очень сложный неоднократно активизированный тектонический фронт с разноплановыми движениями блоков.

В эвгеосинклинальной (троговой) зоне Тагильского прогиба развиты ордовикско-раннедевонские вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, на которых в восточной периферийной части залегают вулканы нормальной и повышенной щелочности кобленца — эйфеля. Им комагматичны интрузивные образования ауэрбаховского комплекса, входящие совместно с эффузивами в вулканоплутоническую ассоциацию ( $D_1^2 - D_2^1$ ) наложенного вулканоплутонического пояса. В западной (Кабанской) зоне в конце раннего — начале среднего девона был перерыв морского осадконакопления и магматической деятельности, происходило корообразование — накопление геосинклинальных бокситов. Кроме отмеченной продольной зональности, наблюдается и поперечная, неоднократно отмечавшаяся многими исследователями Урала и заключающаяся в смене в меридиональном направлении (по простиранию мегазон) блоков с разным геологическим строением.

На юге Главной Уральской эвгеосинклинали, включая Магнитогорский прогиб и Западные Мугуджары, вкрест ее простирания выделяются три мегазоны (соответственно Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорская) со своими особенностями строения и развития. Наиболее ранняя по времени заложения и в какой-то мере сопоставимая с западным прибортовым прогибом Тагильского погружения — Западно-Магнитогорская мегазона преимущественно со среднедевонско-франскими геосинклинальными формациями. Центрально-Магнитогорская мегазона характеризуется высоким стоянием погребенного древнего сиалического субстрата. Ее основу составляет наложенный Кизильский синклиниорий, выполненный вулканогенно-осадочными стратифицированными образованиями верхнего девона — нижнего карбона. Среднедевонско-каменноугольная Восточно-Магнитогорская мегазона отличается большей сиаличностью разреза земной коры и, как полагал еще Н.П.Херасков, возможно представляет собой часть геоантиклинального поднятия, вовлеченного в геосинклинальное погружение. С этим предположением хорошо согласуются результаты сейсмических исследований.

Восточнее Главной Уральской эвгеосинклинали находится обширная область поднятий, наложенных частных эвгеосинклинальных прогибов и вулканоплутонических поясов, представленных образованиями позднегеосинклинальной и предорогенной стадий развития геосинклинальной системы. Эта область авторами, вслед за Н.П.Херасковым, названа Урало-Тобольской геоантиклиналью. Ранее, в тектонической схеме И.Д.Соболева, на этой территории выделялись Восточно-Уральское поднятие, одноименный палеозойский прогиб, Зауральское поднятие и Зауральский прогиб. Авторы вместо четырех структурных подразделений выделили только

два — Восточно-Уральский пояс поднятий и наложенных прогибов и Зауральский пояс прогибов и остаточных поднятий [5].

В отличие от Главной Уральской эвгеосинклинали преимущественно с корой фемического и сиалофемического подтипов в Урало-Тобольской геоантиклинали повсеместно распространен гранитогнейсовый слой, т.е. эвгеосинклиналильные структуры заложены на континентальной коре и соответствуют вторичным геосинклиналям по Г.А.Твалчрелидзе [40]<sup>1</sup>. Мощность гранитогнейсового слоя непостоянна: увеличенная в геоантиклиналильных поднятиях и незначительная в наложенных эвгеосинклиналильных прогибах, где гранитогнейсовый слой часто разорван [5].

В поднятиях Урало-Тобольской геоантиклинали сосредоточен наибольший объем гранитоидных масс, особенно в пределах Главного гранитного пояса Урала. Большинство исследователей рассматривают эти поднятия как срединные массивы, блоки ранней консолидации или микроконтиненты. Они часто осложнены сравнительно узкими зонами бластомилонитов, особенно по их границам с эвгеосинклиналильными структурными элементами.

Эвгеосинклиналильные прогибы Урало-Тобольской геоантиклинали — узкие локальные рвы, по характеру эволюции, формационной принадлежности и составу осадочных и магматических пород во многом близкие к прогибам Главной Уральской эвгеосинклинали [5], но отличаются от них более мощным гранитогнейсовым основанием, которое формировалось в периоды сжатий. Вследствие этого они обладают определенной специфической магматизма. Так, среди гранитоидных образований этих прогибов широко развиты тоналит-гранодиоритовые комплексы, отсутствующие в Главной Уральской эвгеосинклинали. Тип развития наложенных эвгеосинклиналильных прогибов более близок к таковому для Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорской зон Южного Урала, чем к Тагильскому погружению (Тагильско-Сакмарской мегазоны), но в целом сохраняет свои специфические признаки. В отличие от прогибов Главной Уральской эвгеосинклинали наложенные локальные прогибы (частные эвгеосинклинали) характеризуются менее четко выраженными глубинными границами и меньшими объемами пород основного состава, особенно интрузивных базитов.

По особенностям внутреннего строения, включая глубинное, специфике состава и возраста вертикальных формационных рядов в Урало-Тобольской геоантиклинали можно выделить позитивные и негативные структурные элементы (мегазоны). К первым относятся: 1) Салдинская; 2) Сысертско-Ильменогорская; 3) Мурзинско-Адуйская; 4) Красногвардейско-Суундукская; 5) Адамовско-Мугоджарская; 6) Троицко-Карашатауская. Группа негативных (синклинорных) структурных элементов представлена следующими мегазонами: 1) Медведевско-Свердловской;

---

<sup>1</sup> Далее по тексту эти частные эвгеосинклиналильные прогибы в отличие от Главной Уральской эвгеосинклинали условно именуется наложенными.

2) Рефтинско-Сухтелинской; 3) Алапаевско-Теченской (Каменской); 4) Катенинской; 5) Иргизской; 6) Октябрьско-Денисовской.

В последние годы в Октябрьско-Денисовской мегазоне найдены фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные образования среднего ордовика с инициальными недифференцированными толеитовыми базальтами [43]. Аналогичные по составу и возрасту кремнисто-спилит-диабазовые комплексы давно известны на тех же широтах в Тагильско-Сакмарской зоне. Таким образом, в среднем ордовике существовал Мугоджарский микроконтинент, по обе стороны от которого закладывались одновременно эвгеосинклинальные прогибы с корой океанического типа. Это свидетельствует о зеркально-симметричном строении и этой части Урала. Поскольку более молодые прогибы занимали более центральное (близосевое) положение, то можно сделать предположение о центростремительном развитии палеозойской эвгеосинклинальной системы Урала.

Особое место среди перечисленных мегазон занимает Адамовско-Мугоджарская. По данным С.С. Карагодина, В.Д. Старкова и других, в разрезе уралид Восточно-Мугоджарского поднятия полициклического развития выделяются орогенный позднекаледонский и повторно-орогенный герцинский комплексы, установлены орогенные девонские гранитоиды, что сближает характеризующее поднятие с каледонидами Северного Казахстана [35]. За пределами Восточных Мугоджар завершены каледониды нигде на Урале больше не установлены.

Валерьяновский вулканоплутонический пояс (ВПП) занимает пограничное положение между Уральской геосинклинальной системой и казахстанскими каледонидами, отличается максимальными для всего Урала масштабами каменноугольного вулканоплутонизма. В пределах Валерьяновского пояса выделяются антиклинорная Боровская мегазона и собственно ВПП, а внутри последнего обособляется Александровский блок (зона).

Заложение Валерьяновского ВПП, по мнению большинства исследователей, произошло в девоне. Максимум магматической деятельности в рассматриваемой структуре приходится на средневизейско-раннебашкирское время, характеризующееся наиболее мощным преимущественно известково-щелочным базальтоидным магматизмом с последовательным нарастанием общей и калиевой щелочности.

В южном направлении Валерьяновский ВПП смыкается с Кураминской зоной Среднего Тянь-Шаня.

Есть несколько точек зрения о природе Валерьяновского пояса, согласно которым он сопоставляется: 1) с краевыми вулканоплутоническими поясами охотского типа, 2) энсиалическими островными дугами, 3) континентальными рифтогенными структурами.

## Глубинное строение

Для Урала характерна относительно высокая, по сравнению с другими звеньями УМПП, степень его геофизической изученности. Большие объемы выполненных здесь комплексных площадных и профильных геофизических работ позволяют получить значительную информацию о строении его глубоких недр.

В планетарном масштабе, судя по геофизическим данным, Урал представляет собой уникальную структуру, которая уходит корнями глубоко в мантию на глубину 400 км и разделяет Восточно-Европейскую платформу и Сибирскую плиту. По характеру физических полей (и прежде всего гравитационного и магнитного) Урал резко отличается от обрамляющих его территорий Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской плиты и Казахстанской складчатой страны (рис. 8, 9). На фоне в общем мозаичного строения аномальных полей границы Уральской складчатой системы четко прослеживается по контуру линейных аномалий гравитационного и магнитного полей, имеющих, главным образом, субмеридиональное простирание и подчеркивающих линейность данного региона [5].

На основании комплексной интерпретации геофизических данных Е.М.Ананьевой, Н.Г.Берлянд и другими в пределах Урала выделены три области, различающиеся по типу строения земной коры (см.рис. 6). Кора западной области (активизированный край Восточно-Европейской платформы), — древняя континентальная и подразделяется на кору собственно платформенной области и кору области перикратонного прогиба. Эта область соответствует выделенным авторами трем мегазонам в области активизированного края Восточно-Европейской платформы.

Кора центральной области (Главной Уральской эвгеосинклинали) отличается резким увеличением мощности базальтового слоя и фрагментарным развитием гранитогнейсового, а также наличием фемического основания (коры океанического типа). Наконец, восточная область отвечает Урало-Тобольской геосинклинали. Ее кора — докембрийская континентальная, регенерированная в палеозое; по степени переработки она может быть подразделена на интенсивно и слабо регенерированные (сиалические, сиалофемические и фемические) подтипы.

Каждая из этих областей отличается своими особенностями гравитационного и магнитного полей. Главная Уральская эвгеосинклиналь в гравитационном поле выделяется положительными аномалиями с высокими и экстремальными значениями силы тяжести (гравитационный супермаксимум). По простиранию этой области интенсивность поля силы тяжести заметно варьирует, но в целом намечается вполне определенная закономерность: в зоне сочленения Среднего и Южного Урала она минимальна; к северу и югу интенсивность аномалий гравитационного поля возрастает, достигая максимальных значений на флангах Уральской системы (в Щучинской структуре Полярного Урала и в Западных Мугоджарах на юге).

Интенсивность поля силы тяжести к западу и востоку от гравитационного супермаксимума ослабевает, хотя и не остается постоянной: встречаются зоны и блоки с разными (положительными и отрицательными) зна-

Рис. 8. Схема районирования гравитационного поля Урала [5]:

1 — границы поля с разным уровнем аномалий; 2 — области преимущественно повышенных значений напряженности поля; 3-4 — локальные поля (3 — повышенные, 4 — интенсивно повышенные); 5 — обособленные экстремальные участки в повышенном поле; 6 — области преимущественно пониженных значений поля; 7-8 — локальные аномалии (7 — пониженные, 8 — интенсивно пониженные); 9-11 — границы структур, их номера и названия (см. рис. 7). Уровень разделения поля относительный

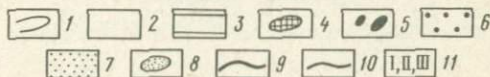
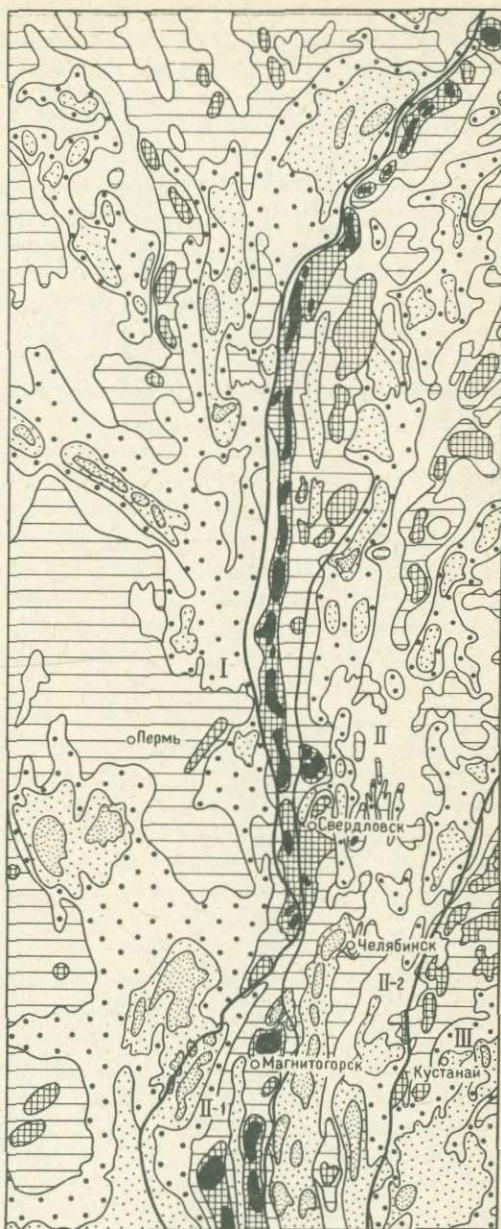
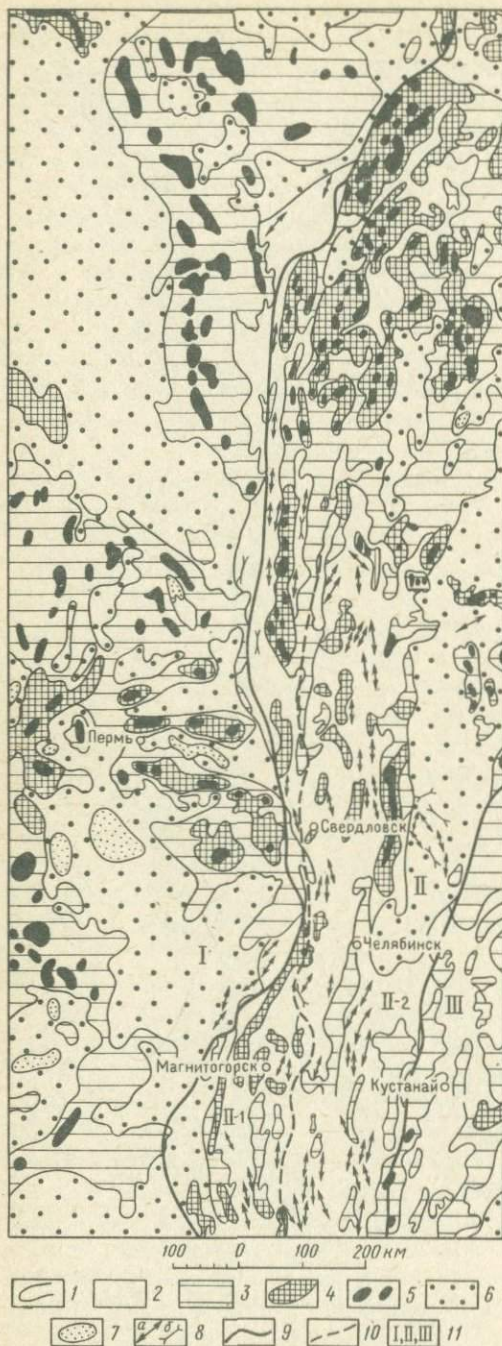


Рис. 9. Схема районирования магнитного поля Урала [5]:

1 — границы зон изменения характера и уровня магнитного поля; 2 — область сложного знакопеременного поля, характерного для эвгеосинклинальной зоны Урала; 3-7 — аномалии на фоне в целом слабо отрицательного поля (3 — области и участки преимущественно положительных значений поля, 4 — положительные локальные аномалии, 5 — обособленные экстремальные участки в пределах локальных аномалий, 6 — области и участки преимущественно отрицательных значений поля, 7 — локальные отрицательные аномалии); 8 — оси линейных аномалий (а — положительные, б — отрицательные); 9-11 — границы структур, их номера и названия (см.рис.7)



чениями аномалий гравитационного поля. Наиболее интенсивные отрицательные аномалии силы тяжести отмечаются над Главным гранитным и более восточными гранитными поясами Урало-Тобольской геосинклинали. Локальным, но достаточно существенным понижением интенсивности отрицательных аномалий поля силы тяжести в пределах Главной Уральской эвгеосинклинали характеризуются отдельные блоки с высокоподнятым допалеозойским сиалическим основанием. В качестве примера можно привести Ахуново-Карагайский блок в Центральной Магнитогорской мегазоне Южного Урала.

Магнитное поле над зоной повышенных значений гравитационных аномалий также достаточно разнообразно как по интенсивности аномалий того и другого знака, так и по структурному рисунку. Обычно протяженными локальными положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности отличаются зоны разломов в связи с приуроченностью к ним серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов, обладающих значительной величиной магнитной восприимчивости.

Тепловое поле Уральской складчатой системы, по данным Ю.П.Булашевича, наиболее дифференцировано вкост простирания уральских структур. Аномально низкими значениями теплового потока выделяется Главная Уральская эвгеосинклиналь. При этом тепловые потоки в Тагильско-Сакмарской, Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорской мегазонах очень близки ( $21,7-23$  мВт/м<sup>2</sup>) и примерно вдвое меньше соответствующих значений для прилегающей к Уралу восточной части Русской плиты. Такие же низкие значения наблюдаются и в среднеуральской части Урало-Тобольской геосинклинали. Краевые структуры Уральской складчатой системы, отвечающие активизированному краю Восточно-Европейской платформы и Валерьяновскому ВПП, имеют на среднеуральских широтах значения теплового потока  $34,3-35$  мВт/м<sup>2</sup>, что примерно соответствует тепловому потоку на докембрийских щитах. По мнению В.М.Нечухина, Н.Г.Берлянд и других [9], низкие тепловые потоки в пределах Главной Уральской эвгеосинклинали, по-видимому, связаны с основным составом ее земной коры и резким уменьшением местами вплоть до полного исчезновения гранитогнейсового слоя. Мощность последнего значительно увеличивается к западу и востоку от Главной Уральской эвгеосинклинали, где соответственно резко возрастает величина теплового потока.

Всеми исследователями, занимавшимися типизацией земной коры Урала, отмечается четкая зональность вкост простирания Уральской складчатой системы (см. рис. 6). При этом обращается внимание на особую роль зоны ГУГР, в пределах которой происходит существенная перестройка глубинного строения земной коры и структуры физических полей. В региональном поле силы тяжести зона ГУГР четко выражена высокоамплитудной и высокоградиентной ступенью, соответствующей резкому подъему поверхности базальтового слоя.

Однако авторы и другие исследователи обращали внимание на существование поперечной зональности Урала (вкост простирания ее структур), выраженной в физических полях менее отчетливо, чем продольная. Однозначного объяснения такой поперечной зональности пока не получено, что

свидетельствует о разнообразии поперечных зон, выделяемых разными исследователями. По нашему мнению, такая зональность достаточно глубинна, в значительной мере унаследована с допалеозойского времени, а не объясняется лишь молодыми движениями, накладывающимися на Урал и соседние платформы, как полагает В.М.Нечеухин и др. [9].

В геофизических полях Урала отчетливо выражено его гетерогенное строение как по латерали, так и на глубину. В отличие от окружающих Уральскую складчатую систему платформ ее строение характеризуется гораздо большей неоднородностью, аномальным составом верхней мантии, наличием контрастных блоков с разными типами коры и четко выраженной ее вертикальной зональностью. Аномальное строение верхней мантии под уральскими структурами, по данным В.С.Дружинина, В.М.Рыбалки, Е.М.Ананьевой и других, проявляется в сложном строении и увеличенной мощности переходной зоны, между корой и верхней мантией (скорость 7,5–8 км/с, расчетная плотность 3,1–3,25 г/см<sup>3</sup>). Поверхность этой зоны неровная: под прогибами она опущена, а под поднятиями приподнята (рис. 10). Нижняя ее граница, имеющая четкую характеристику и высокие значения скоростей (8,3–8,7 км/с), в Главной Уральской эвгеосинклинали находится на глубине 55–65 км, в сопредельных структурах — 45–52 км. Под прогибами мощность переходной зоны увеличивается до 15–20 км, а в областях поднятий она в среднем равна 8 км. Переходная зона под прогибами имеет максимальную раздробленность. Наличие здесь переходной зоны повышенной мощности свидетельствует о большем разуплотнении верхней мантии и указывает на связь глубинных структур с поверхностными, что выражается в преобладании тяжелых базальтоидных масс в строении прогибов. Это указывает на возможность проникновения вещества мантии по системе глубинных разломов в верхние горизонты коры при ее деструкции.

Чередование в строении коры тяжелых фемических и легких сиалических элементов является результатом воздействия мантийного вещества на континентальную кору. Модель такого строения для верхнего высокоградиентного слоя коры можно представить в виде "сотов", ячеек которых заполнены корой разной основности. Частая смена блоков с разным типом коры свидетельствует о неравномерной переработке мантийным веществом древней коры в процессе развития Урала. Даже в пределах Главной Уральской эвгеосинклинали, где находятся мощные массы базальтоидов, существуют блоки с фемическим и промежуточным подтипами коры. В блоках с пониженной основностью проявляется минерализация иного металлогенического облика по сравнению с минерализацией фемического профиля. Структуры, выполненные преимущественно фемическим мантийным материалом, — сквозные. Так, Главная Уральская эвгеосинклираль, очевидно, практически "на прямую" связана с верхней мантией. Это определяет в целом базальтоидный тип ее коры. В узких прогибах зон поднятий присутствуют блоки разнотипной коры. Соответственно указанные структуры связаны с мантией не "на прямую", а через боковые ответвления. Можно предположить, что петли "сотов" верхнего слоя коры выполнены преимущественно базальтоидным материалом, более или ме-

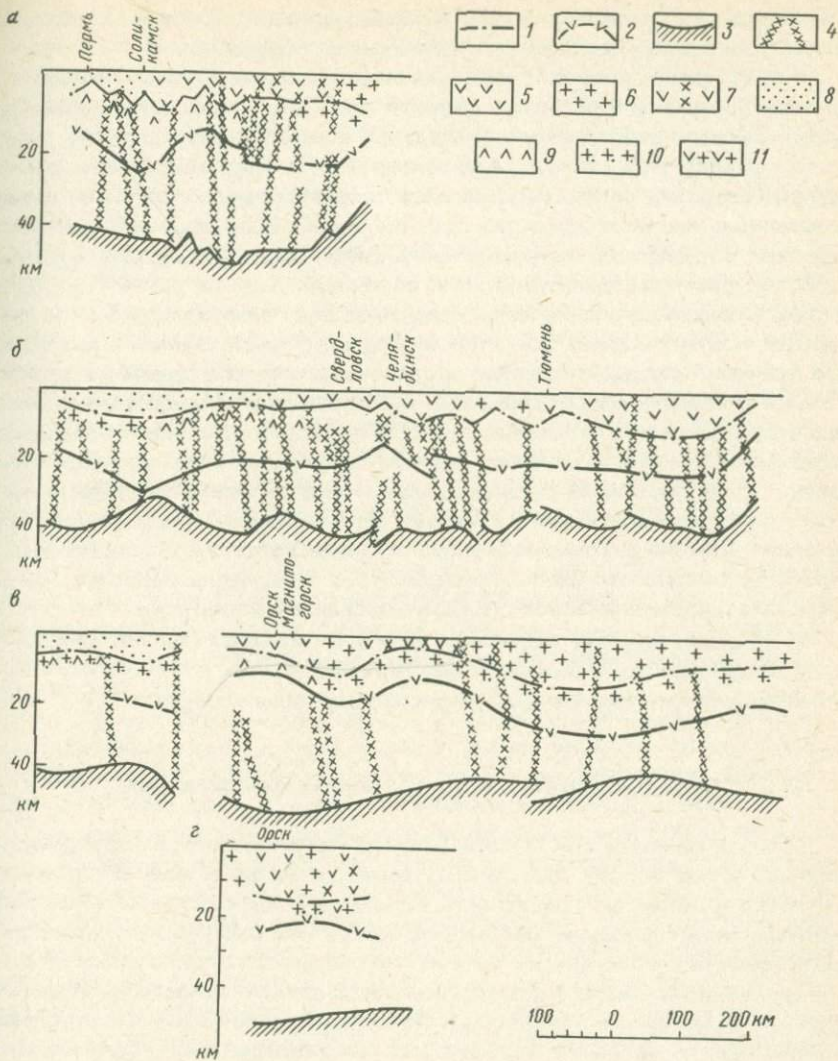


Рис. 10. Геолого-геофизические разрезы по профилям ГСЗ, пересекающим Урал:

а — Красноуральский (по В.С.Дружинину); б — Свердловский (по В.С.Дружинину); в — Темиртау — Куйбышев (по Б.А.Хрычеву); г — Актыбинский (по А.Н.Антоненко и др.) [5]; 1 — граница, отождествленная с поверхностью фундамента; 2 — поверхность базальтового слоя; 3 — граница Мохо; 4 — наиболее крупные тектонические нарушения; 5–6 — образования, слагающие верхнюю часть разреза гранитогнейсового слоя (5 — преимущественно основного состава, 6 — преимущественно кислого состава); 7 — гнейсовые комплексы с преобладанием пород повышенной основности; 8 — преимущественно осадочные образования; 9–11 — образования, предположительно развитые в породах фундамента (9 — основные, 10 — кислые, 11 — смешанного состава)

нее интенсивно переработавшим останцы древней коры фундамента, на котором закладывалась Главная Уральская эвгеосинклиналь.

В глубинном строении Урала наблюдается вертикальная зональность, которая проявлена в разделении земной коры (без осадочного слоя) на четыре крупных этажа: верхний, средний, нижний и переходный. Мощность каждого этажа в среднем равна 5—20 км. Переходная зона (этаж) охарактеризована ранее. Нижний этаж, в целом менее основной, имеет пониженные значения скоростей (6,2—6,5 км/с). Еще выше залегают средний этаж с несколько большими скоростями (6,2—6,7 км/с) и верхний наиболее высокоградиентный этаж со скоростями от 5,6—6,0 до 6,5—6 км/с. Слоистое строение коры свидетельствует о ее наращивании за счет верхней мантии. Переходная зона, очевидно, формировалась в доархейское время и представляла собой древнее симатическое основание земной коры, в последующем неоднократно преобразованное вследствие активизации верхней мантии. Нижний этаж соответствует в основном развитию базальтового слоя, верхняя часть которого наращивалась в архее одновременно с формированием среднего этажа — древней континентальной коры Уральской геосинклинальной системы. Верхний высокоградиентный этаж отражает события геосинклинального развития Урала, а образования мезозойско-кайнозойского цикла, поскольку они не кратонизированы, в сейсмическом разрезе сливаются с осадочным слоем земной коры.

В областях древних поднятий отсутствует верхний геосинклинальный этаж, а под гранито-гнейсовым слоем устанавливается симатический слой, отражающийся в повышенных значениях поля силы тяжести.

### Очерк геологического строения и развития региона

Урал сформировался в зоне раскола кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, древнейшие архейские образования которого выходят на поверхность в виде тараташского комплекса. Совместно с более молодыми раннепротерозойскими кристаллическими породами уфалейского и других комплексов западного склона Урала они несогласно перекрываются рифейскими либо вендскими отложениями. Рифейские осадочные и подчиненные им вулканогенно-осадочные стратифицированные образования Башкирского мегантиклинория, поднятий Центрально-Уральского, Енгане-Пэ и другие представлены конгломератами, аркозовыми песчаниками с редкими прослоями эффузивов повышенной щелочности и разной основности, карбонатными (преимущественно магнезит-доломитовыми) породами и вновь существенно терригенными отложениями, которые образуют закономерный седиментационный циклический ряд и трижды повторяются в раннем, среднем и позднем рифее с перерывами между ними, зафиксированными корами выветривания, фаллаховыми и молассоидными осадочными отложениями и платформенными магматическими формациями — продуктами тектономагматической активизации (ТМА). Такой же циклический ряд, но менее четко выраженный,

отмечается в конце позднего рифея (кудаше) и в венде. Он также сопровождается перерывами, аналогичными формациями и процессами ТМА.

Первично осадочные отложения рифея и венда принадлежат фаллаховой, терригенной алевролит-аргиллитовой, карбостромовой, спарагмитовой и другим формациям. Как установлено исследованиями М.И.Гараня, Ф.А.Курбачкой и М.Л.Клюжиной, снос терригенно-обломочного материала происходил с юго-запада, т.е. со стороны Восточно-Европейской платформы.

Осадконакопление, циклично повторявшееся на западном склоне Урала в рифее — венде, происходило преимущественно в мелких бассейнах в прибрежно-морской обстановке, о чем свидетельствуют косая слоистость, знаки ряби, известковые водоросли, тонкая ритмичная сезонная слоистость и др.

В докембрии западного склона Урала неоднократно проявлены, но особенно выразительно в конце раннего и в среднем рифее, траппоидные комплексы, в частности каликатровые базальт-риолитовые ассоциации, сопряженные с расслоенными интрузиями Рябиновско-Кусинско-Копанской группы, а также с гранитами рапакиви и нефелиновыми сиенитами Бердяушского массива.

Все эти данные так или иначе касаются острой дискуссии о природе байкалид на Урале. Одни исследователи вообще отрицают существование на Урале геосинклинальных байкалид [43], другие, наряду с миогеосинклинальными байкалидами, выделяют также эвгеосинклинальные образования рифея [30, 23].

М.И.Гарань одним из первых указал на миогеосинклинальный характер осадконакопления и магматизма в рифее западного склона Урала. В.Д.Наливкин и К.Э.Якобсон относят рифейские образования Башкирского мегантиклинория, Тимана и юго-запада Печорской впадины к миогеосинклинальному типу, основываясь на формационной принадлежности этих образований, характере магматизма и метаморфизма. Об этом же свидетельствует выполненный ими анализ соотношений этапов развития Восточно-Европейской платформы и окружающих геосинклиналей. Особого внимания заслуживают данные о существенном увеличении мощностей осадочных отложений в краевых частях платформы, на границе ее с уральской геосинклиналью и синхронности главных тектонических событий в сопоставляемых структурах, которая фиксируется в тех и в других, начиная с рифея.

Еще более дискуссионным является вопрос о существовании рифейской эвгеосинклинали на Урале, особенно на западном склоне. Результаты исследований В.И.Ленных, Л.Т.Беляковой [22], В.П.Парначева и других свидетельствуют о геосинклинальном режиме, который претерпела рассматриваемая территория в рифее. Так же считает В.Е.Хаин [44], по мнению которого уральский регион и, наиболее вероятно, Полярный и Приполярный Урал все же испытал в позднем докембрии — кембрии геосинклинально-орогенный этап развития, выраженный гораздо менее ярко, чем палеозойский. По мнению авторов, в среднем рифее на западном склоне Урала, в Приполярном и Полярном секторах существовали частные эвгео-

синклинальные структуры типа вторичных эвгеосинклиналей, по Твалчрелидзе. Исключение составляет зона Уралтау, относимая нами к Главной Уральской эвгеосинклинали.

Своеобразие западного склона Урала заключается в развитии в среднем рифее гипербазитовых интрузий (Мойвинской и других) пироксенит-перидотитовой формации, являющихся латеральными гомологами типично эвгеосинклинальной альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации восточного склона Урала. Альпинотипные гипербазиты пироксенит-перидотитовых формаций во всех подвижных поясах Мира, в том числе и в протогеосинклиналях, развиваются в параллельных поясах с эвгеосинклинальными офиолитами, фиксируя собой миогеосинклинальные области. Такой точки зрения придерживаются все исследователи, занимающиеся вопросами формационного анализа гипербазитов (Н.П.Михайлов, В.Н.Москалева, Н.Д.Соболев и др.). Вопрос осложняется присутствием здесь в пространственной близости (в тех же глубинных разломах) с гипербазитами пироксенит-перидотитовой формации массивов расслоенных железистых гипербазитов. Последние по особенностям своего состава, четко выраженной стратиформности и характерной рудной специализации (наличие хромитов сарановского типа и др.) аналогичны платформенным интрузиям типа Бушвельдской (Южная Африка). По мнению В.И.Смирнова, такие ультраосновные интрузии фиксируют в краевых частях платформ на границе их с геосинклиналями долгоживущие зоны глубинных разломов и отражают этап отраженной тектономагматической активизации этих платформ. Зоны глубинных разломов длительного развития служили одними и теми же каналами для формирования в них магматитов разных формаций, что характерно для активизированного края платформы (в том числе западного склона Урала).

В венде западный склон Урала претерпел общее сжатие. Об этом свидетельствует наличие на Среднем и Южном Урале орогенной ашинской молассы, которая более тесно связана с рифейскими комплексами, чем с палеозойскими, что, по В.Е.Хайну [44], не позволяет трактовать ее как "грабеновую фацию", открывающую палеозойскую историю.

На севере Урала широко развиты вулканиты венда — кембрия, природа которых трактуется по-разному. Одни считают их орогенными, другие отмечают их бимодальность и щелочной уклон, относя к рифтогенным [43]. Возможно, что справедливы обе точки зрения: орогенный вулканоплутонизм здесь сменился во времени рифтовым с соответствующим изменением химического состава пород.

Ордовикско-пермские образования рассматриваемой территории разнообразны по составу и времени формирования. Преобладают терригенно-карбонатные отложения силура, девона и нижнего карбона. Подчиненную роль играют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, например базальт-трахитовой формации среднего — верхнего ордовика. Вулканиты сопровождаются малыми интрузиями и дайками граносиенитов, сиенитов и сиенит-порфиров, с которыми образуют вулканоплутонические ассоциации. Их формирование совпадает с наиболее интенсив-

ным развитием базальтового магматизма в троговых эвгеосинклинальных зонах Главной Уральской эвгеосинклинали. Одновременно в Нязепетровской синклинали происходило образование рифтогенно-геосинклинальной офиолитовой ассоциации (толеитовые базальты, кремнистые сланцы, гипербазиты).

В позднем палеозое, особенно в перми, окончательно сформировался Предуральский передовой прогиб. Тогда же возникли впадины с мощными эвапоритовыми отложениями (Печорский, Верхнекамский и другие соленосные бассейны). Эти бассейны, как и рифейские магнезитоносные, приурочены к перикратонным прогибам, что свойственно миогеосинклинальным обрамлениям почти всех древних платформ.

Наиболее древние архейско-нижнепротерозойские толщи (селянкинская, пряничковская свиты) и более молодые, но также дорифейские образования (ильменогорский комплекс, бродовская серия) восточного склона Урала отмечаются только в ядрах блоков срединных массивов Урало-Тобольской геоантиклинали. Выше они сменяются среднерифейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами (истокская, бруснянская, городищенская и другие свиты Среднего и Южного Урала и их аналоги на севере региона), офиолитовыми комплексами типа сысертско-ильменогорского, салдинского и бугетысайского. Наличие последних, а также установление на восточном склоне среднерифейских альпинотипных гипербазитов и габброидов [2] свидетельствует о том, что рассматриваемая территория пережила в рифее эвгеосинклинальное развитие; соответственно в это время на западном склоне существовал миогеосинклинальный режим.

Древние (допалеозойские) офиолиты широко распространены в Уральской геосинклинальной системе в виде мелких будинированных тел серпентинизированных оливин-энстатит-антофилитовых регенерированных пород, залегающих в ассоциации с амфиболитами (апогаббровыми и аповулканогенными) и графитисто-кремнистыми толщами среди гнейсов и кристаллических сланцев черновской, саитовской, истокской, бруснянской, алабашской и городищенской (аналог машакской на западном склоне Урала) свит, слагающих срединные массивы Урало-Тобольской геоантиклинали. В пределах Уралтауской мегазоны эвгеосинклинали с этими свитами отождествляются максютковский и сувонякский комплексы; такие же образования распространены в Печорско-Малоземельском комплексе севера Урала.

В зоне ГУГР в это время также шло внедрение магматитов офиолитовой ассоциации, что выражается в распространении в осевой части зоны и на границе с платформенными структурами мелких тел гипербазитов аподунит-гарцбургитовой природы, которые предшествуют габброидам и горнблендитам Ревдинского массива. По данным радиометрических датировок, роговая обманка из них, имеет возраст  $695 \pm 30$  млн лет. Учитывая, что горнблендиты Ревдинской интрузии, как и другие подобные породы Платиноносного пояса, возникли вследствие высокотемпературного преобразования дунитов дунит-клинопироксенитовой формации под воздей-

ствием более молодых габброидов, гипербазиты дунит-гарцбургитовой ассоциации ГУГР должны быть еще более древними. В этом случае они могут быть еще более древними. В этом случае они могут коррелироваться со среднерифейскими офиолитами срединных массивов эвгеосинклинали, с одной стороны, и гипербазитами пироксенит-перидотитовой формации мойвинского типа западного склона Урала — с другой, поскольку мойвинские гипербазиты являются, по-видимому, латеральными аналогами дунит-гарцбургитовых членов этой офиолитовой формации. Последние, согласно исследованиям И.А.Ефимова и Г.И.Бурда в Мугоджарах, претерпели соскладчатый метаморфизм, сопряженный со структурной и метаморфической эволюцией гнейсово-мигматитовых комплексов, гранитизация которых, по данным радиометрических датировок, происходила в юрматинское время (средний рифей). Главными отличительными особенностями этих регенерированных гипербазитов являются их гигантозернистые структуры, постоянный оливин-энстатитовый состав и антофиллитизация, а также наличие в них реликтов псевдодунит-гарцбургитов, что не свойственно раннепалеозойским гипербазитам, при региональном метаморфизме которых происходит их низкотемпературная серпентинизация и оталькование без следов многократной высокотемпературной регенерации. Такая многократная регенерация гипербазитов характерна только для комплексов, приуроченных к остаточным срединным массивам, "вспоротым" структурам более молодых эвгеосинклиналей (метаморфический пояс южных Аппалачей в США, пояс Санбагава в юго-западной Японии и др.). В последующей истории Урала ничего подобного как по степени, так и многократности метаморфизма гипербазитов не отмечается. Это, наряду с явными признаками офиолитовых ассоциаций (поясовое расположение регенерированных тел гипербазитов в сопровождении узких протяженных полос апогаббровых и аповулканогенных амфиболитов в ассоциации с графитисто-кремнистыми толщами метапелагического облика), убедительно свидетельствует о существовании в среднем рифее древней эвгеосинклинали.

Возвращаясь к зоне ГУГР, следует отметить длительность и полихронность проявлявшегося здесь ультраосновного и основного магматизма. Судя по многочисленным радиометрическим датировкам, а также результатам геологических исследований разных лет в зоне ГУГР отмечается следующая генеральная последовательность базит-гипербазитовых комплексов: древние габброиды (Кемпирсайский, Хабарнинский, Ревдинский, Войкаро-Сынынский массивы) —> гипербазиты ранней дунит-гарцбургитовой формации (мелкие тела Ревдинского массива, массивы западнее Горы Соловьева, возможно Салатимский пояс и др.) —> гипербазиты дунит-клинопироксенитовой формации (большая часть массивов Платиноносного пояса) —> габброиды и парагенетически связанные с ними метасоматические клинопироксениты и другие гибридные породы —> габбро-нориты —> поздние крупные интрузии дунит-гарцбургитовой формации (Кемпирсайский, Нуралинский, Таловский, Войкарский массивы и др.) —> поздние "офиолитовые" габброиды (крупные массивы Платиноносного пояса и др.). Указанные взаимоотношения комплексов

весьма сложны и в перечисленной последовательности несколько условны, так как приведены по разобренным массивам разных частей ГУГР. Но главное заключается в том, что для всех этих магматитов среди более двух десятков анализов значения возраста приходятся на две крайние группы: 600—700 млн лет и 400—480 млн лет, соответствующие (учитывая, что многие из них определены по метасоматитам) среднему — позднему рифею и раннему — среднему ордовику. “Кембрийские” датировки крайне ограничены. Все это, вместе с геологическими данными (последовательное наложение магматитов и взаимоотношения их с вмещающими породами), свидетельствует о двух периодах мощных вспышек магматизма в зоне ГУГР, что еще раз подтверждает существование древней средне-рифейской эвгеосинклинали.

В позднем рифее в эвгеосинклинальной области Урала, по-видимому, преобладал орогенный режим, на что указывает характер терригенных отложений алексеевской толщи и сиалический графитоидный магматизм этого возраста в остаточных срединных массивах Урало-Тобольской геoaнтиклинали (Еланчиковский, Чашковский массивы и др.).

В раннем венде в Урало-Тобольской геoaнтиклинали шло формирование чехла срединных массивов, метаморфизованные отложения которого представлены кундравинской, тогузак-аятской, рымникской и другими свитами; в позднем венде происходила кратонизация, а в кембрии, очевидно, во всем Уральском регионе установился преобладающий платформенный режим.

В раннем палеозое (кембрий — ордовик) крупный раздвиг вновь возник в зоне ГУГР — наиболее напряженной зоне сочленения древней платформы и рифейской геосинклинали. Тогда же, в кембрии — ордовике, в процессы магматической активизации вовлекались жесткие докембрийские массивы, следствием чего явилось образование гранитоидов тоналит-трондьемитового состава (мелкие тела в Верхотурском, Верхисетском, Осиновском массивах и др.).

Их латеральными аналогами в зоне ГУГР являются лейкодиорит-анортозитовые комплексы (черноисточинский в Тагило-Баранчинском массиве).

С начала ордовика (возможно с конца кембрия) происходило заложение и развитие Главной Уральской эвгеосинклинали и сопряженных с ней вулканогенных зон Урало-Тобольской геoaнтиклинали. Эвгеосинклинальные разрезы ордовика — силура, наиболее полно представленные в Тагильско-Сакмарской зоне, начинаются офиолитами контрастной натровой риолит-базальтовой серии, переходящими выше в андезит-дацитовые и андезит-базальтовые вулканогенные толщи и венчаются трахибазальт-трахиандезит-трахитовыми (шошонит-латитовыми) комплексами. Как правило, в верхах разреза по мере нарастания мощностей отлагались известняки и более глубоководные морские осадки.

Аналогичные процессы магматизма и осадконакопления были в среднем — позднем девоне в ряде восточных и южных мегазон (Западно- и Восточно-Магнитогорской, Каменской и др.). Однако здесь, по-видимому, в составе офиолитовой триады полностью отсутствовали альпинотипные ультрабазиты и весьма ограниченно проявились, а может вообще выпадали

из разрезов, инициальные толеитовые базальты, и геосинклинальный вулканизм начинался дифференцированными базальтовыми сериями.

В конце позднего ордовика одновременно с максимальным проявлением толеитового базальтового магматизма в эвгеосинклинали проявились процессы отраженной тектономагматической активизации блоков срединных массивов с образованием нефелиновых сиенитов, карбонатов и продуктов сопряженного с ним метасоматоза.

В течение каждого из указанных циклов последовательно формировались базальтоидные габбро-гранитные и андезитоидные диорит-гранитные серии с нарастающей общей и калиевой щелочностью, закономерно венчающиеся габбро-сиенитовой формацией соответственно раннего и позднего девона.

В конце девона — начале карбона происходило замыкание и консолидация эвгеосинклинальных зон, формирование флишевых прогибов с нарастанием общего горизонтального сжатия. Следствием его явилось образование тоналит-гранодиоритовых серий ( $C_1$ ), широко развитых в Урало-Тобольской геоантиклинали. Эта серия развития уралид классифицируется авторами как предорогенная стадия субплатформенной стабилизации, которая началась неодновременно в разных мегазонах (в Тагильском прогибе уже начиная с кобленцкого века раннего девона). К ней приурочены раннедевонская трансгрессия в северных широтах и великая визейская — в более южных. Последней предшествовали грабенообразование, углекислонакопление и формирование в западном борту Магнитогорского прогиба траппоидного габбро-габбро-диабазового худолазовского комплекса. Местами локально возникала базальт-трахириолит-габброгранитная вулканоплутоническая ассоциация (Магнитогорский рудный район). Все вместе это свидетельствует о предвизейской стабилизации уральских структур.

Со второй половины среднего карбона в орогенное развитие вступил весь восточный склон Урала (стадии горообразования и верхних моласс); московский возраст имеет пестроцветная моласса на Среднем и Северном Урале.

Магматизм орогенного этапа протекал по-разному в разных структурно-формационных зонах, в зависимости от типа земной коры и орогенной истории. Наиболее полно он проявился в позитивных зонах (блоках срединных массивов) Урало-Тобольской геоантиклинали с развитой корой континентального типа. Здесь в главную орогенную стадию (стадию горообразования) последовательно возникли гранитоидные комплексы гранодиорит-гранитной и гранитной формаций, а в позднеорогенную стадию — гранит-лейкогранитной, характеризующейся редкометальной специализацией. В смежных негативных зонах с гетерогенным сиало-фемическим основанием в позднем палеозое неоднократно проявлялись процессы тектономагматической активизации. Гранитоидный магматизм носил рассеянный характер с образованием малых интрузий и даек гранитоидов пестрого состава пониженной или повышенной щелочности, специализированных на золото-шеелит-молибденитовое оруденение.

В Тагильско-Сакмарской мегазоне, отличающейся повышенной основ-

ностью и наименьшей зрелостью земной коры, орогенный магматизм практически не проявился.

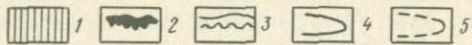
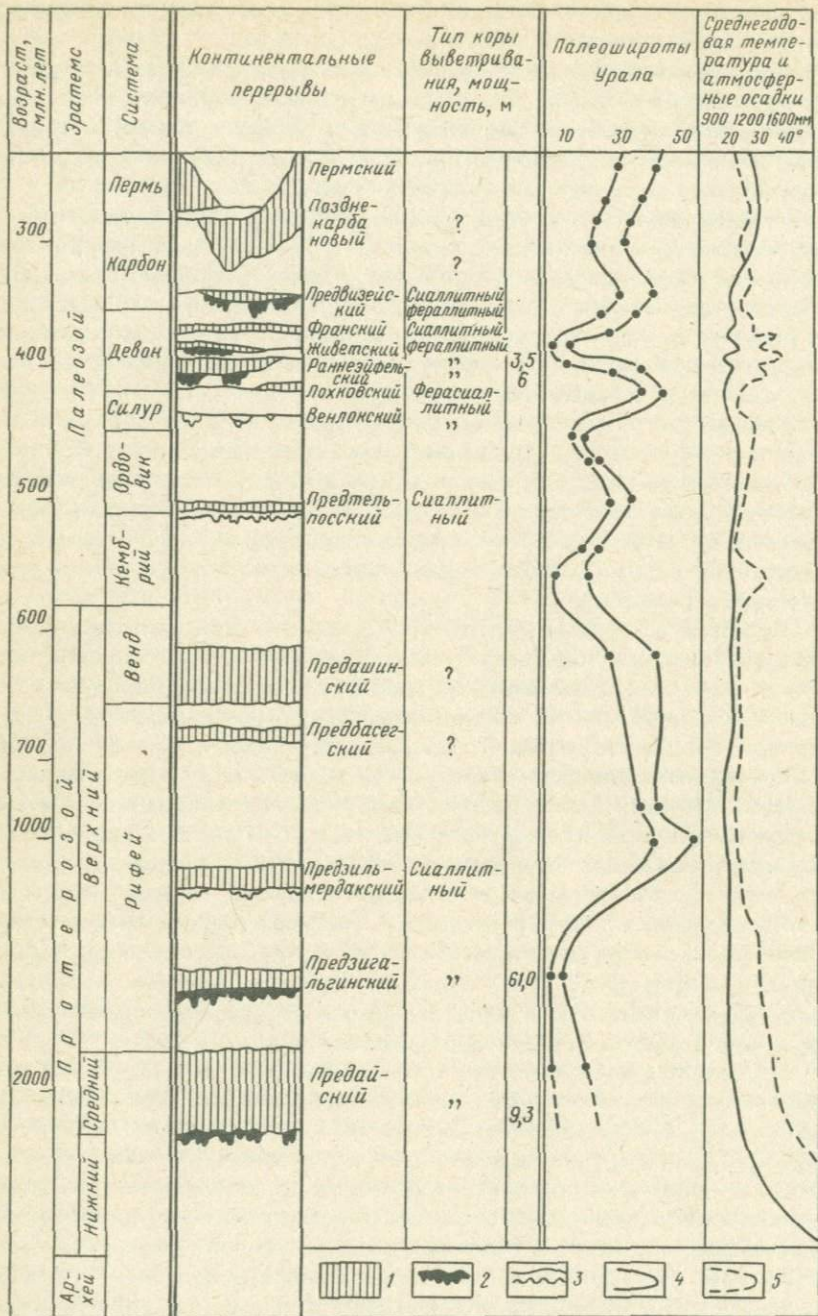
В платформенную мезозойско-кайнозойскую стадию развития уральского региона в результате сочетания гипергенеза и эндогенных процессов неоднократной (особенно выразительной в триасе — ранней — средней юре) тектономагматической активизации окончательно сформировались геологическое строение и металлогения Урала.

Индикаторами геологической истории Урала являются континентальные перерывы, приуроченные к наиболее крупным структурно-тектоническим перестройкам (рис. 11): в начале рифея (предайский перерыв), в позднем рифее, раннем венде, в кембрии, начале ордовика и среднем девоне. Знаменательно, что с этими же возрастными рубежами совпадают палеоширотные положения Урала, устанавливаемые на основании интерпретации палеомагнитных данных.

Картина геологического строения и развития Урала была бы неполной без описания процессов тектономагматической активизации. Процессы ТМА проявлены в регионе многократно и в большом разнообразии; они ответственны за образование многих видов минерального сырья. Однако в отличие от Казахстана и Монголии эти процессы на Урале изучены пока недостаточно. Поэтому далее впервые приводится более-менее развернутая их характеристика.

Процессы тектономагматической и метасоматической активизации в Уральском секторе подвижного пояса проявились на всех крупных циклах его развития: платформенном (рифтогенном внутрикратонном) протерозойско-кембрийском; геосинклинально-орогенном ордовикско-пермском; молодой платформы — мезозойско-кайнозойском (табл. 3). Образования раннего платформенного цикла обнаруживаются в основном на западной континентальной окраине Уральской геосинклинальной системы. Продукты активизации второго цикла известны там же, в том числе и в пределах наложенных каледонских геосинклиналей, в срединных массивах активной восточной континентальной окраины — Урало-Тобольской геоантиклинали, а также в срединных массивах и зонах предорогенной стабилизации внутри эвгеосинклинальной системы. Активизация третьего цикла происходила по всему Уралу, но особенно заметно в восточных зонах Урало-Тобольской геоантиклинальной области, где широко сочеталась с рифтогенезом и грабенообразованием триаса.

В догеосинклинальный и эпигеосинклинальный циклы, а также в предорогенную стадию активизация носила автономный, а в геосинклинальный цикл — отраженный характер. Однако даже автономная активизация на Урале в большинстве случаев, очевидно, закономерно связана с процессами геосинклинального развития: в догеосинклинальное время она фиксирует нарастающую активность мантии в области будущей Уральской геосинклинали, растяжение и отдельные разрывы земной коры и сопрягается с частными карельскими и байкальскими геосинклиналями (например, в зоне Уралтау и Сысертско-Ильмеогорском блоке), а в эпигеосинклинальное время активизация знаменует последние всплески мантийной активности под молодой платформой.



Этапы активизации, как правило, совпадают по времени с границами мегациклов и более мелких циклов, которые проявляются в структурных и стратиграфических несогласиях, континентальных перерывах. С последними связано формирование рифтовых грабеновых структур, заполненных вулканитами, молассоидами, а также лимническими угленосными формациями. Последние образования наиболее характерны для эпигеосинклинальной мезозойской (триас-юрской) активизации, хотя угленакпление в несколько другом виде происходит и в периоды частных стабилизаций геосинклинального развития Урала. Затем следует относительная стабилизация, сопровождающаяся формированием кор выветривания, фаллаховых и бокситоносных формаций. При этом процессы активизации этого периода отражаются в форме низкотемпературного, часто рудоносного гидротермального метасоматоза.

Среди процессов активизации выделяются крупные — общеуральские и более мелкие — региональные. Общеуральская активизация проявлена в различных структурно-формационных зонах и в разных формах в зависимости от конкретной геологической обстановки, особенностей глубинного строения и может мигрировать в рамках некоторых временных интервалов. К таким процессам активизации относятся: среднерифейская (позднекарельская), вендская, раннеордовикская, предэйфельская (на границе раннего и среднего девона), позднепермская — раннемезозойская; ранне-среднемезозойская. Датировка ТМА базируется на стратиграфических материалах, определениях абсолютного возраста и общегеологических соображениях. Совмещение в единых зонах долгоживущих глубинных разломов продуктов разновременных этапов активизации, нередко накладывающихся друг на друга, сильно усложняет датировку, основанную на этих принципах, так как К-Аг изотопия отражает возраст последних событий. В этих случаях получается приближенный возраст эпох активизации.

Характерна унаследованность процессов ТМА, их приуроченность к некоторым разрывным зонам повышенной проницаемости, сохраняющим пространственное положение в течение всей геологической истории Урала. Некоторые из таких разрывов сквозные, например, известный Юрюзано-Зюраткульский разлом на западном склоне Южного Урала.

Западная континентальная окраина Уральской геосинклинали — арена многократной активизации в рифейское и венд-кембрийское время. По существу, магматизм и метаморфизм в этой области связан с рифтогенной активизацией, за исключением нескольких частных геосинклинальных зон. Рифейско-вендский магматизм и его металлогения на западном склоне Урала детально описаны Д.С.Штейнбергом и Б.А.Поповым [45] и

Рис. 11. Континентальные перерывы домезозойской истории Урала [5]:

1 — континентальные перерывы; 2 — коры выветривания (установленные); 3 — коры выветривания (предполагаемые); 4 — кривая изменения среднегодовых температур; 5 — кривая изменения среднегодового количества осадков

Основные этапы и формации тектономагматической активизации (ТМА) на Урале

Циклы развития подвижного пояса	Режим	Тип ТМА	Возраст ТМА и перерывов (стратиграфических, структурных)	Структурно-формационная зона — арена ТМА	Контролирующие структуры	Магматические, метасоматические формации	Осадочные формации, синхронные и перекрывающие продукты ТМА	Минерогения	Характерные комплексы
Платформенный (добайкальский)	Рифтогенный	Автономный	Раннерифейский (предбурзянский) 1650—1700 млн лет	Кравая область Русской платформы	Грabenы в архейском фундаменте вдоль глубинных разломов в обрамлении Тараташского выступа	Пикрит-диабазовая; трахибазальт-трахитовая высокотитанистая, калиевая	Фалаховая и молассовая (айская свита), сиалитной коры выветривания	Аксинитовая	Шуйдинский Навышский
			Среднерифейский, предзигальгинский (предюрматинский) 1350—1400 млн лет		Глубинные разломы	Пироксенит-пиродитовая (железистых гипербазитов)	Хромиты, платиноиды	Сарановский, Вишерский	
			Юрюзано-Зюраткульский глубинный разлом		Габбро-гранитная (рапакиви), нефелин-сиенитовая	Фалаховая (зигальгинская свита)	Титаномагнетитовая, баритовая, рассеянная сульфидная в бакальской свите; полиметаллическая	Кусинско-Копанский, Рябиновский, Бердяушский	
Платформенный (добайкальский)	Рифтогенный	Автономный	Позднерифейский, предзильмердакский (предкаратауский) 1200—1250 млн лет	Кравая область Русской платформы	Расколы в Тараташском комплексе и в его обрамлении	Габбро-диабазовая	Фалаховая (зильмердакская свита)	Барит, полиметаллы	Буландихинский, Повальненский
			Пред- и раннебасегский (криволукский) 550—670 млн лет		Базальт-трахитовая, пикритовая; щелочно-габброидная, сиенит-граносиенитовая, риолит-базальтовая	Сульфидная медно-никелевая, барит-полиметаллическая	Щегровитский, Аршинский, Красновисерский, Троицкий массив, Маньинская свита		
			Вендский, раннесеребрянский		Авгитит-трахибазальтовая; щелочно-пикрит-базальтовая с карбонатами	Внутренняя моласса, тилитовидная	Алмазы	Дворецкий, Богдатский, Семеновский, Танчихинский	
Геосинклинальный (байкальский)	Раннегеосинклинальный	Отраженный	Вендский предашинский	Линейные глубинные разломы	Шовная зона на границе с Западно-Уральской зоной линейной складчатости	Гранит-риолитовая	Ашинская моласса	Молибден, вольфрам, ниобий, цирконий, висмут, полиметаллы, серебро, флюорит	Малдинский, Лемвинский, Торговский, Ахмеровский, Барангульский
			Раннеордовикский		Срединные массивы Урало-Тобольской геантиклиналы	Трахибазальтовая калиевая высокотитанистая	Песчаники увельской и маячной свит		

Циклы развития подвижного пояса	Режим	Тип ТМА	Возраст ТМА и перерывов (стратиграфических, структурных)	Структурно-формационная зона — арена ТМА	Контролирующие структуры	Магматические, метасоматические формации	Осадочные формации, синхронные и перекрывающие продукты ТМА	Минерагения	Характерные комплексы
Геосинклинальный (каледоно-герцинский)				Краевая область Русской платформы; Сакмарская геосинклинальная зона		Траппоидные, высокоглиноземистые базальты, базальт-трахитовая, калиевые, высокотитанистые базальты	Фалаховая, внутренняя моласса		
			Позднеордовикский 440—430 млн лет	Срединные массивы Урало-Тобольской геантиклинали		Карбонатит-миаскитовая		Ниобий-редкоземельная	Вишневогорский, Ильменогорский
				Срединные массивы эвгеосинклинальной области	Линейные глубинные разломы	Карбонатит-сиенит-хлоритовая		Комплексная железотитанниобий-танталцирконий-редкоземельно-фосфорная	Силачский
				Краевая часть Русской платформы		Трахибазальт-трахитовая; сиенит-граносиенитовая			Билимбаевский
Геосинклинальный (каледоно-герцинский)	Предороговой стабилизации	Автономный ранний	Предейфельский 390—400 млн лет	Эвгеосинклинальная область	Кольцевые и линейные протяженные разломы	Трахибазальт-трахитовая; ортофировая, габбро диорит-гранитная	Латеритной коры выветривания	Железо и медь-скарновые бокситы	Полевской, Ауэрбаховский
				Наложный Нязепетровско-Билимбаевский синклиорий в краевой области Русской платформы		Пикритовая, щелочных высокотитанистых базальтов, трахибазальт-трахитовая, эссексит-сиенит-нефелин-сиенитовая		Гурихинский, Нязепетровский, Суоярмский	
				Краевая область Русской платформы	Разрывная зона высокой проницаемости между Тараташским и Уфалейским выступами; Юрюзано-Зюраткульский разлом	Щелочных фтористых гранитов, сиенит-нефелин-сиенитовая, щелочных полевошпатовых метасоматитов		Редкие металлы, редкие земли, полиметаллы, молибден	Козлиные горы, Тахтинский, Сибирка
Геосинклинальный (каледоно-герцинский)	Предороговой стабилизации	Автономный поздний	Раннекаменноугольный 315—330 млн лет	Эвгеосинклинальная область	Зоны мелких расколов, разрывов	Габбро-диабазовая	Коры выветривания каолинового профиля	Сульфидная медно-никелевая	Худолозовский
				Урало-Тобольская геантиклинальная область	Кольцевые разломы	Монодиорит-гранитная массивов центрального типа с дополнительными малыми интрузиями лейкогранитов; грейзены, альбититы, аргиллиты		Медно-молибденовая, вольфрам, молибден, золото, скарновое железо	Увильдинский, Степнинский, Пертоуховский, Зверовский, Боровской

Циклы развития подвижного пояса	Режим	Тип ТМА	Возраст ТМА и перерывов (стратиграфических, структурных)	Структурно-формационная зона — арена ТМА	Контролирующие структуры	Магматические, метасоматические формации	Осадочные формации, синхронные и перекрывающие продукты ТМА	Минерагения	Характерные комплексы	
Платформенный (эпигерцинский)	Рифтогенный	Автономный	250—200 млн лет	Урало-Тобольская геотектоническая область, реже эвгеосинклинальная зона	Грабены, глубинные разломы по их границам	Трапповая риолит-базальтовая	Лимническая угленосная, грубообломочная внутренняя моласса	Бурные угли, сульфиды, ртуть полиметаллы	Челябинская и туринская серии	
			Раннемезозойский	250—175 млн лет	Фрагмент допалеозойского зеленокаменного пояса в краевой области Русской платформы (Харьбийский антиклинорий)	Разломы по контактам тел допалеозойских гранитоидов	Альбититовые метасоматиты щелочно-гранитного и сиенитового состава по гранитоидам и зеленым сланцам	Триасовая внешняя моласса	Редкие металлы (ниобий, тантал, цирконий), молибден, медь, полиметаллы, флюорит	Мань-Хамбо, Шуган, Тай-Кей
				Среднемезозойский		Срединные массивы в Урало-Тобольской геотектонической области	Трансформные субширотные расколы	Гранит-пегматитовая (амазонитовая)		Редкие металлы (тантал, ниобий и др.), самоцветы
175—90 млн лет	Области эвгеосинклинали и Урало-Тобольской геотектонической области, вторичных синклинорий и мезозойских грабенов	Тектонические границы структурно-формационных зон	Низкотемпературные метасоматиты (аргиллизиты, вторичные кварциты)		Фалаховая, латеритной и каолиновой кор выветривания	Золото-сульфидная, вольфрам, молибден, висмут, полиметаллы	Буланашский, Светлинский, Восточно-Адуйский, Покровский, Кочкарский			

др. Наиболее ранняя активизация проявилась в образовании трахибазальт-трахитовой формации навыйшской подсвиты айской свиты по глубинным разломам в обрамлении архейского Тараташского выступа. Формация представлена серией дифференцированных потоков высокотитанистых калиевых щелочно-оливиновых базальтов, разделенных пачками терригенных пород с обломками щелочных базальтов.

Среднерифейская активизация фиксируется несколькими магматическими комплексами, пространственно тяготеющими к Юрюзано-Зюраткульскому разлому: машакским риолит-базальтовым антидромным; кусинско-копанским и рябиновским габбро-гранитным; бердяушским габбро-гранитным (рапакиви) и нефелин-сиенитовым. Метаморфизованными аналогами машакского комплекса, очевидно, являются кувашский гнейсо-амфиболитовый и губенский гранитогнейсовый комплексы. Машакский комплекс (свита) с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на бакальской свите бурзянской серии и, в свою очередь, перекрывается кварцевыми конгломератами и песчаниками фалаховой формации зигальгинской свиты юрматинской серии среднего рифея. Изотопное датирование рубидий-стронциевым, калий-аргоновым и уран-свинцовым методами дают цифры в интервале 1300—1400 млн лет, большинство цифр — около 1350 млн лет.

Продуктами среднерифейской активизации, очевидно, являются стратиформные массивы железистых гипербазитов Сарановского и Вишерского поясов с месторождением глиноземистых хромитов, медно-никелевой и ванадиевой минерализацией. Обломки гипербазитов встречены в ишеримской свите верхнего рифея.

Позднерифейская активизация проявлена несколькими комплексами габбродиабазов в Тараташском блоке и его обрамлении. Их возраст 1250—1150 млн лет. По возрасту им отвечает предзильмердакский перерыв в основании каратауской серии, который подчеркивается стратиграфическим несогласием между каратауской и юрматинской сериями и фаллаховой природой отложений зильмердакской свиты.

Кудашско-вендская (синийская) активизация проявляется по всему западному склону Урала в несколько этапов: предбассегский (криволукский) и раннебассегский, раннесеребрянский, пред- и раннеашинский. Все они сопряжены с хорошо выраженными перерывами, несогласиями, фиксирующимися корами выветривания и фаллаховыми формациями в стратиграфических разрезах этого времени. Магматизм представлен щелочно-базальтовыми, щелочно-пикритовыми эссексит-диабазовыми формациями повышенной титанистости и железистости, а в предашинский этап — гранит-риолитовой ассоциацией. Наиболее распространены образования раннего этапа: щеговский базальт-трахитовый комплекс и пикритовые порфириды в низах бассегской серии, сиениты и граносиениты Троицкого массива, аршинский: трахибазальтовый комплекс в Башкирском мегантиклинории и др. Возраст пород различными методами определяется в 670—550 млн лет.

Раннесеребрянский этап активизации выражен образованием дворцового авгитит-трахибазальтового комплекса с лимбургитами.

Предашинскому перерыву отвечает благодатский щелочно-пикрит-трахибазальтовый комплекс западного склона Среднего Урала, представленный породами лавовой и пирокластической фаций с телами карбонатитов, обломками кимберлитоподобных пород повышенной титанистости и железистости, гранатовых перидотитов, пироксенитов, эклогитов.

Позднекембрийско-раннеордовикская эпоха активизации проявлена на значительной территории Урала и сочетается с хорошо выраженным структурным несогласием в основании ордовикских отложений. Ее продукты проявлены по всему западному склону Урала — от Полярного и Приполярного (калиевые базальтоиды седьюского комплекса, риолиты пайпудинского) до Сакмарского района (нижнеордовикские калиевые высокотитанистые базальты) и зоны Уралтау (высокотитанистый юлукский комплекс, по А.А.Алексееву).

На западном склоне Урала широко распространены гранит-риолитовые ассоциации. Гальки риолитов встречены в конгломератах ашинской свиты, а на Северном Урале риолиты перекрываются осадками раннего ордовика. С существенно лейкократовыми, местами грейзенизированными и высокофтористыми гранитами этой ассоциации связана комплексная редкометалло-полиметаллическая минерализация.

В геологических разрезах ордовика западного склона Урала и Урало-Тобольской геоантиклинали фиксируется предсреднеордовикский перерыв, которому в области активизированного края Восточно-Европейской платформы отвечают траппоидные высокоглиноземистые базальты, а в области Урало-Тобольской геоантиклинали высокотитанистые калиевые базальты увельской свиты.

С позднеордовикской ТМА в казахстанской части западного склона Южного Урала связано образование молостовского комплекса глубокодифференцированных пород ряда клинопироксенит — габбро — монцонит — сиенит — гранит, слагающих кольцевые интрузии [48].

В Урало-Тобольской геоантиклинали ТМА того же возраста проявилась в Сысертско-Ильменогорской мегазоне образованием карбонатит-миаскитовой формации известных щелочных комплексов Ильменских — Вишневых гор. Корневые части комплексов и узкая разделяющая их полоса сложены фенитами, автохтонными миаскитами в жилах, меланократовыми карбонатно-силикатными породами и кальцитовыми карбонатитами двух стадий карбонатитообразования. В апикальных частях комплексов находятся интрузивные, аллохтонные массивы миаскиитов с экзоконтактовыми синмагматическими фенитами и поздними миаскиитовыми пегматитами. По контактам Вишневогорского массива развиты карбонатиты с передовыми альбититами и миаскиитовыми пегматоидами. Со всеми породами связана пирохлоровая, цирконовая, апатитовая минерализация с рассеянными редкими землями. Карбонатиты обогащены стронцием. Возраст щелочных пород и карбонатитов по рубидий-стронциевому и уран-свинцовому методам — около 440 млн лет.

Отдельные небольшие тела доломитовых карбонатитов и щелочных пород (граносиенитов, щелочных и нефелин-канкринитовых сиенитов, лестваритов) обнаружены в массивах серпентинитов (Сугомакском, Ма-

укском, Уфалейском) в соседней эвгеосинклинальной зоне непосредственно к западу от Вишневогорского массива. Карбонатиты и экзоконтактовые метасоматиты содержат комплексную железо-титан-ниобий-тантал-цирконий-редкоземельно-фосфорную минерализацию.

Тектономагматическая активизация в уральском регионе на границе раннего и среднего девона отчетливо коррелируется с предтакатинским (предэйфельским) перерывом, выраженным в разрезах формированием бокситов и несогласным наложением фаллаховой формации (кварцевые конгломераты, гравелиты) эйфельской такатинской свиты на различные толщи нижнего девона, силура и докембрия. Это время начала предорогенной стабилизации в эвгеосинклинальной зоне восточного склона Урала и субплатформенного режима в ее Тагильской части. В последней развит магматизм эйфельской трахибазальт-трахитовой формации, жильные производные которой (шонкиниты и эссекситы) секут породы и железные руды Тагильского и Кушвинского габбросиенитовых массивов [48]. Позднегеосинклинальные габброгранитные и габбросиенитовые массивы эвгеосинклинальной зоны обладают чертами расслоенности, что свидетельствует об их формировании на фоне стабильной обстановки на рубеже геосинклинального и платформенного режимов. К этому же времени относится и завершение железорудного скарнообразования. Тектономагматическая активизация конца раннего — начала среднего девона на фоне установившегося стабилизированного режима, по данным Г.Б.Ферштатера и др. [48], фиксируется образованием концентрически зональных габбро-диорит-гранитных массивов ауэрбаховской серии с известным скарново-медно-магнетитовым оруденением.

В более южной части Тагильского погружения (Полевской мульде) предэйфельская активизация проявляется субвулканическими интрузиями лейцитовых порфиров полевского комплекса, ассоциирующих с трахитовыми порфирами и щелочными габброидами. Возраст порфиров определяется их залеганием в порфиритовой толще с фауной раннего — среднего девона. Аналогичные по составу и возрасту эпилейцитовые порфиры встречены в Магнитогорской части Главной Уральской эвгеосинклинали у с. Поляковка. Они слагают эксплозивную жерловую фацию вулкана и содержат обломки трахибазальтов.

На юге Урала, в южной части Тагило-Сакмарской мегазоны эйфельская ТМА выражена калиевыми щелочными базальтами (чанчаритами) и велиховским габбро-сиенитовым комплексом с титаномагнетитовым оруденением.

Отраженная ТМА предэйфельского уровня широко и разнообразно проявилась на западном склоне Урала, в области активизированного края Восточно-Европейской платформы и в частности, в наложенном Нязепетровско-Билимбаевском синклинии, где развита вулкано-интрузивная трахибазальт-трахит-сиенит-нефелинсиенитовая ассоциация. Щелочной метасоматоз этого уровня ТМА наложен здесь и на гипербазиты Суроямского дунит-пироксенитового массива с образованием по ним ийолитов и шонкинитов. Возраст щелочных пород, определенный К-Аг методом, около 400 млн лет. Вулканоплутонические и метасоматические образова-

ния — продукты преэпифельской ТМА известны также в Билимбаевском районе на Среднем Урале, в узкой зоне, разделяющей Уфалейский и Тараташский блоки (сергачинский и тахтинский комплексы); не исключен и позднеордовикский возраст этих образований.

В Башкирском мегантиклинории щелочные в основном метасоматические породы активизационной природы развиты в зоне Юрюзано-Зюраткульского разлома. Возраст метасоматитов, по результатам К-Аг датирования, 387–420 млн лет.

Более поздняя ТМА позднего девона — раннего карбона проявилась на севере Восточных Мугоджар и коррелируется с перерывом в основании папийской свиты нижнего франа (бокситы, аллиты, сиаллиты, оолитовые бурые железняки, железистые кварцевые песчаники) западного склона Урала, залегающей на нижнепалеозойских и докембрийских толщах.

Во всех структурно-формационных зонах восточного склона Урала, особенно в Урало-Тобольской геоантиклинали, в раннем карбоне наблюдается континентальный перерыв (на границе турне — визе) с формированием кор выветривания сиалитного и, возможно, ферриалитного типов [46], заложение грабенов и позднее — специфический латитовый магматизм. Последний выразился в образовании кольцевых тел гранитоидов монцодиорит-гранитной формации (петуховский, степнинский, увильдинский и другие комплексы Среднего и Южного Урала). Все эти разнотипные проявления ТМА происходили на фоне общей предорогеной стабилизации Уральской геосинклинали системы.

В Магнитогорском погружении Главной уральской эвгеосинклинали (Западно- и Центрально-Магнитогорская мегазоны) геосинклиналиное развитие завершается в раннем карбоне. Пауза стабилизации перед великой визейской трансгрессией вызывает появление в турне нескольких типичных для ТМА формаций: траппоидной, габбро-габбро-диабазовой (худолозовский комплекс), трахибазальт-трахит-трахириолитовой (березовская свита).

В конце пермского — начале триасового периода завершился орогенный этап развития Урала и вся его обширная территория вступила в новую фазу — эпигерцинского тафрогенного платформенного развития. Она характеризуется продолжительной во времени тектонической стабилизацией и установлением континентального режима. Лишь временами (конец мезозоя — начало палеогена) с востока, в меньшей мере с запада на Урал проникали морские трансгрессии, прерывавшие на его значительных площадях континентальный литогенез.

На фоне общей тектонической стабилизации (мезозой — кайнозой) в раннем мезозое проявлялась посторогеной автономная тектономагматическая активизация. Конкретным ее выражением явилось заложение системы рифтовых грабенов в сводовых частях крупного поднятия, захватившего восточный склон Урала и Зауралье. В раннем — среднем триасе эти грабены заполнялись вулканитами с небольшой примесью (до 5%) туфов контрастной риолит-базальтовой субщелочной траппоидной формации, пространственно замещающейся грубообломочными породами полимиктовой внутренней молассы (туринская серия). Вулканизм был со-

пряжен с внедрением даек и небольших интрузий долеритов и кварцевых порфиров. В позднем триасе происходит смена вулканогенной и молассовой формаций лимнической угленосной формацией челябинской (карашиликской) серии. Местами (Северный Тургай) накопление лимнической угленосной формации продолжалось в ранней и средней юре. В конце юры стабилизация привела к господству процессов химического корообразования и пенепленизации, к накоплению фаллаховой (кварцевые пески и галечники, каолиновые глины, бокситы, аллиты и т.д.) формации лангурской, синарской, мысовской и других континентальных свит верхней юры и мела.

С раннемезозойской ТМА, по-видимому, связаны щелочные граниты Магнитогорского погружения (гора Малая Чека и др.), самые молодые в Кумакском рудном поле (Адамовско-Мугоджарская мегазона) дайки субщелочных гранитоидов пестрого состава и др.

В Харбейском антиклинории Полярного Урала западной континентальной области развиты раннемезозойские (250—210 млн лет) высокотемпературные альбититовые метасоматиты щелочно-гранитного и сиенитового состава, которые локализуются в зонах тектонически нарушенных контактов тел рифейских гранитов и вмещающих их зеленосланцевых пород. Альбититы содержат значительные количества флюорита и обширный комплекс акцессорных редкометалльных минералов (циркон, пироклор, фергюсонит, колумбит, ферриторит, касситерит и др.), сульфидов (пирит, халькопирит, галенит, молибденит, сфалерит и др.), магнетит и гематит (массив Мань-Хамбо и др.).

На Урале и в Зауралье последняя ТМА начинается с позднего олигоцена. Результатом ее являются значительные по величине неотектонические движения, слабое германотипное горообразование, а также грубообломочный характер верхнеолигоценовых и других более молодых отложений, заложение на границе среднего и позднего олигоцена новой уральской гидрографической сети и ее неоднократное последующее перераспределение, локальное несогласие между отложениями среднего и верхнего олигоцена в зонах подновления тектонических нарушений древнего заложения.

В заключение можно отметить одно главное обстоятельство. Более молодые (в особенности интрузивные) комплексы последующих циклов развития Урала накладываются на предыдущие, наследуют вещественный их состав и не выходят за их границы. Особенно это характерно для гранито-гнейсовых докембрийских комплексов многократно гранитизированных и активизированных в палеозое. От цикла к циклу и от стадии к стадии внутри циклов происходит унаследованно-направленное концентрирование петрогенного (и рудного) вещества, что особенно хорошо видно на примере продуктов редкометалльной и редкоземельно-редкометалльной минерализаций, рудовмещающие формации которых практически однотипны, а рудоносные и рудные — при их концентрировании усложняются и становятся многометалльными. В целом унаследование петрогенного вещества ведет к укрупнению масштабов оруденения.

## Особенности рудообразования и металлогении

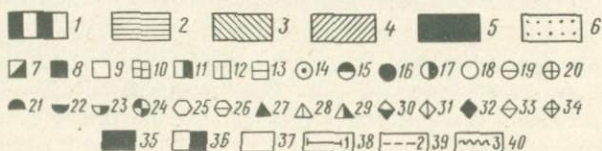
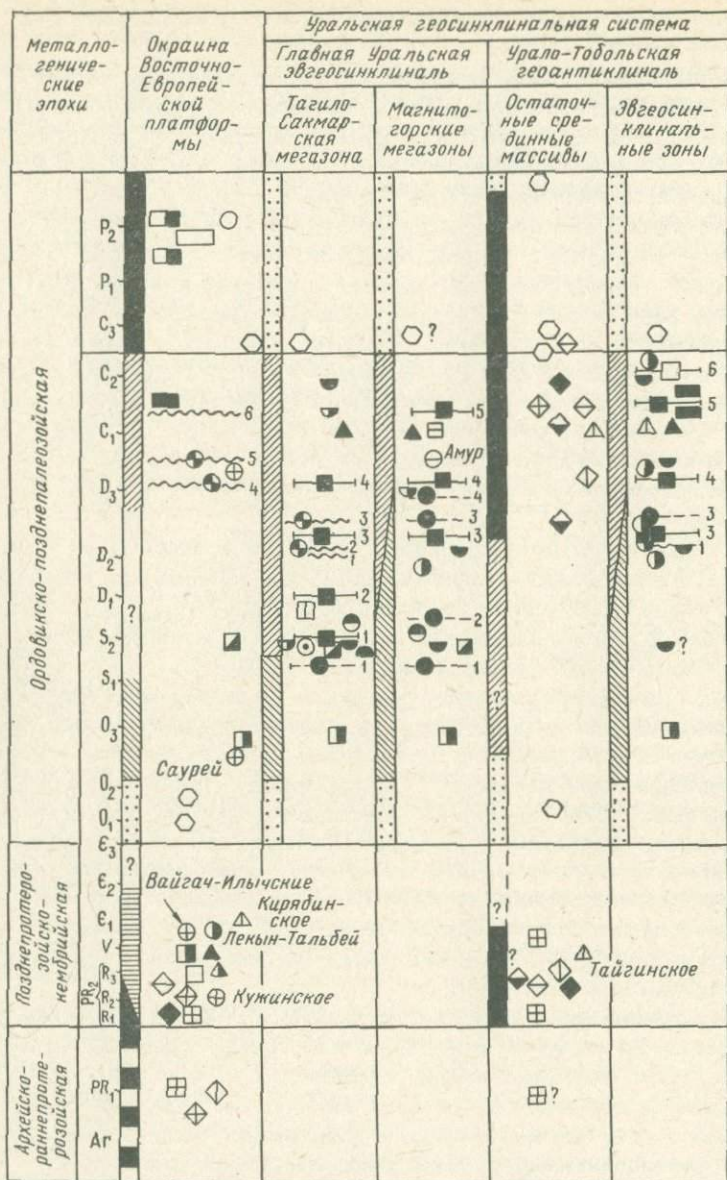
Металлогения Уральской складчатой системы определяется ее строением (в том числе глубинным) и историей геологического развития, рассмотренными в общих чертах в предыдущих разделах. В соответствии с принципами металлогенического районирования подвижных поясов [26] в Уральской металлогенической провинции можно выделить три субпровинции, отвечающие наиболее крупным геолого-тектоническим подразделениям — активизированному краю Восточно-Европейской платформы, Уральской геосинклинальной системе и Валерьяновскому ВПП, а в их пределах более мелкие рудоносные площади разных рангов вплоть до рудных районов и рудных полей. Наиболее важными металлогеническими подразделениями для целей регионального металлогенического анализа и мелко-среднемасштабного прогнозирования являются металлогенические пояса и структурно-металлогенические зоны (СМЗ). Первым в геологическом отношении соответствуют выделенные и описанные авторами геолого-структурные мегазоны, вторым — структурно-формационные мегазоны (см. рис. 7).

Каждая из названных металлогенических субпровинций имеет свои вполне определенные комплексы полезных ископаемых, характеризующиеся типоморфным набором геологических и рудных формаций (рис. 12, см. рис. 7, е). Разнообразное эндогенное и экзогенное оруденение свойственно субпровинции активизированного края Восточно-Европейской платформы. Рудообразование здесь протекало длительно, многоэтапно. В рассматриваемой металлогенической субпровинции представлены почти все известные генетические типы рудных и нерудных полезных ископаемых, но наибольшее значение имеют магматический, гидротермальный и метаморфогенный типы эндогенного оруденения, осадочный и остаточный — экзогенного. Важной особенностью металлогении рассматриваемой территории является совмещение оруденения характерного для разных геотектонических режимов, но с преобладанием рудных формаций, свойственных платформенным и активизационным структурам, широкое развитие оруденения стратиформного типа — полиметаллов, меди, железа, магнетита, барита, флюорита.

Важнейшие виды минерального сырья в этой области — железистые кварциты, ильменит-титаномагнетитовые руды, хромиты сарановского типа, гранулированный кварц, мусковит, барит, магнетиты, сидериты, пластовое гематит-магнетитовое оруденение, бокситы, каменная соль, каменный уголь, нефть, газ и др. Определенный интерес представляет барит-полиметаллическое, золотое и редкометальное оруденение.

Для металлогении активизированного края Восточно-Европейской платформы, кроме перечисленных особенностей, характерна также полигенность (осадочно-диагенетический, осадочно-метаморфогенный, гидротермально-метаморфогенный типы) многих видов оруденения, в том числе магнетитового, сидеритового, возможно баритового, полиметаллического, золоторудного.

В длительной истории развития краевой области платформы могут



быть выделены архейская (преимущественно железорудная), раннепротерозойская, позднепротерозойско-кембрийская (полиметаллически-магнетит-железорудная и редкометальная), ордовикско-пермская (в основном редкометально-барит-флюорит-полиметально-медная в связи с разновозрастными процессами ТМА в блоках допалеозойского основания и более ранней консолидации), мезозойско-кайнозойская (бурожелезняково-золото-редкометальная) металлогенические эпохи с соответствующими структурно-вещественными и структурно-металлогеническими комплексами. Для металлогении региона существенное значение имеют почти все эпохи, но важнейшими являются позднепротерозойско-кембрийская и ордовикско-пермская. В последнее время устанавливается важное значение мезозойско-кайнозойской эпохи.

Во вторично-эвгеосинклиальной структуре Полярного Урала возможно обнаружение колчеданных медно-свинцово-цинковых руд рудно-алтайского типа, а за ее пределами, в области деформированного допалеозойского и молодого чехла, нетрадиционных для Урала видов минерального сырья, связанных, главным образом, с разновозрастными и разнообразными процессами отраженной тектономагматической активизации.

**Рис. 12. Металлогенические эпохи и главнейшие рудные формации Уральского складчатого пояса [5].**

*Стадии (этапы) металлогенических эпох: 1 — протогеосинклиальная, 2 — доорогенная, 3 — доорогенная раннегеосинклиальная, 4 — доорогенная позднегеосинклиальная, 5 — орогенная, 6 — активизации. Рудные формации: 7 — титаномагнетитовая, 8 — скарново-магнетитовая, 9 — сидеритовая, 10 — железистых кварцитов, 11 — хромитовая, 12 — гаусманит-родохрозитовая, 13 — марганцево-кремнисто-карбонатная, 14 — медно-титано-магнетитовая, 15 — медно-кобальтовая, 16 — колчеданная, 17 — медно-порфировая, 18 — медистых песчаников, 19 — полиметаллическая, 20 — барит-полиметаллическая, 21 — платиновая, 22 — золото-сульфидно-кварцевая, 23 — золото-полиметаллическая, 24 — бокситовая, 25 — редкометальные и редкоземельные, 26 — шеелитовая и молибденит-шеелитовая скарновая, 27 — хризотил-асбестовая, 28 — тальковая и тальк-карбонатная, 29 — магнезитовая, 30 — антофиллит-асбестовая, 31 — кианитовая, андалузитовая, силлиманитовая, 32 — графитовая, 33 — мусковитовая, 34 — кварцитовая, графитовая метаморфогенная, 35 — каменноугольная (лимнических углей), 36 — каменноугольная (паралических углей), 37 — калийных солей. Главные уровни оруденения и их номера: 38 — скарново-магнетитовых месторождений: 1 — лудловский (Северорудничная группа, Покровское, Полярно-Уральское месторождения и др.), 2 — жединский (Тагило-Кушвинский), 3 — позднеэйфельский (Песчано-Ауэрбаховская группа на Северном Урале, Круглогорское на Южном Урале), 4 — средне-позднедевонский (Теченский, Петрокамская группа на Среднем Урале и др.), 5 — позднеурнейско-серпуховский (магнитогорский), 6 — серпуховско-башкирский (Соколовско-Сарбайская группа); 39 — медно-колчеданных месторождений: 1. — лландоверийский (Ишкинское, Блявинское на Южном Урале, Левихинское, Красноуральское и другие на Северном Урале, рудопоявления и мелкие месторождения Приполярного и Полярного Урала), 2 — позднесилурийско-раннедевонский (Бурибайское, Юбилейное, Майское и др.), 3 — среднедевонский (Гай, Верхнеуральская группа, Касаргинское и др.); 40 — бокситовых месторождений: 1 — раннеэйфельский (субровский), 2 — позднеэйфельский (богословский), 3 — живетский (усть-кальинский), 4 — раннефранский (пашийский), 5 — позднефранский (орловский), 6 — ранневизейский*

В металлогенических поясах и структурно-металлогенических зонах Главной Уральской эвгеосинклинали сосредоточены важнейшие виды минерального сырья, определяющие фемический профиль ее металлогении. Это хромиты, платина и элементы ее группы, медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды, низкотитанистые титаномагнетитовые руды качканарского типа, медно-ванадий-титаномагнетитовые руды с апатитом волковского типа, скарново-магнетитовые Гороблагодатское, Магнитогорское, Высокогорское и другие месторождения, близкие им по условиям образования, плагиоклаз-пироксен-магнетитовые руды естюнинского типа, золотосодержащая и собственно золоторудная минерализация. Достаточно сказать, что в недрах Главной Уральской эвгеосинклинали сосредоточено до 50 % союзных запасов хромитовых руд. Для всех рудных формаций отмечается вполне определенная связь с материнскими геологическими формациями (см. табл. 2). Наиболее важной в формировании металлогенического облика рассматриваемой части Уральской геосинклинали являются позднекембрийско-пермская (каледоно-герцинская) металлогеническая эпоха. Помимо перечисленных видов минерального сырья этой эпохи следует назвать бокситы Североуральского бассейна и ряд других полезных ископаемых. С мезозойско-кайнозойской металлогенической эпохой связано образование целого ряда осадочных и остаточных месторождений полезных ископаемых — каменного и бурого угля, россыпей благородных металлов, стройматериалов. Вполне возможно обнаружение золото-серебряного и других видов оруденения в зонах молодой (мезозойской) автономной активизации, в том числе и нетрадиционных для Главной Уральской эвгеосинклинали.

Металлогения Урало-Тобольской геоантиклинали имеет длительную (в течение раннего докембрия и фанерозоя) и многоэтапную историю формирования. Она характеризуется большим разнообразием полезных ископаемых фемического, сиалического и смешанного профилей. Это определяется, прежде всего, гетерогенным строением самой геоантиклинали области, существованием в ее пределах металлогенических зон с разным типом коры — от фемического до сиалического, блоков — выступов допалеозойского основания, претерпевших в палеозое и мезозое тектономагматическую активизацию, вторичногеосинклиналиных зон (вулканических поясов) и наложенных вулканоплутонических поясов позднегеосинклиналиной и предорогенной стадий развития геосинклиналиных уралид.

Рудоносность блоков докембрийской коры определяется их составом и строением. Среди них выделяются три типа. Одни из них (Салдинский, Сысертско-Ильменогорский блоки) выделяются в региональном гравитационном поле положительными аномалиями большой интенсивности (так называемые "тяжелые" блоки). К ним приурочены месторождения железистых кварцитов, антофиллитасбеста, слюды, графита, талька, камнесамоцветного сырья и других производных метаморфогенной металлогении, а также комплексное оруденение, обусловленное процессами ТМА. Так, в Сысертско-Ильменогорском металлогеническом поясе развиты миаскит-карбонатитовые интрузии и метасоматиты Ильменских — Вишневых

гор с месторождениями редких металлов, флогопита, глиноземного, керамического сырья и др. Ко второй группе принадлежат так называемые "легкие" блоки с сильно гранитизированной древней корой. В Урало-Тобольской геантиклинали такие блоки тяготеют главным образом к Главному гранитному поясу Урала, где широко проявился плутонометаморфизм сиалического профиля, развиты батолитового типа плутоны глубинных двуполевошпатовых гранитов гранитной формации и послербатолитовые штоки и малые интрузии, специализированные на редкометальное оруденение. С гранито-гнейсовыми комплексами таких блоков ассоциированы пегматиты с самоцветами и слюдой, кварцевое сырье, графит, высокоглиноземистая и редкометальная минерализация, метаморфогенно-гидротермальные проявления золота и др. Блоки третьего типа являются как бы промежуточными между первыми двумя (выступы основания Адамовско-Мугоджарской мегазоны). В их сложении значительная роль принадлежит сиалическим комплексам гранитогнейсового слоя и метаморфизованным терригенным породам. К характеризуемым блокам приурочена высокоглиноземистая минерализация (кианит, силлиманит, реже кордиерит), иногда с ними связаны месторождения хризотил-асбеста.

В раннегеосинклинальных вулканических поясах развито медно-колчеданное оруденение уральского и рудноалтайского типов (Султановское, Касаргинское, Сафьяновское месторождения и др.). С альпинотипными гипербазитами офиолитовых шовных зон связаны месторождения и проявления хризотил-асбеста баженовского подтипа (одно из крупнейших — Баженовское месторождение этого вида минерального сырья), хромитов (Ключевское месторождение) и др. В предорогенную стадию формировалось скарново-магнетитовое, медно-порфиоровое, золотое оруденение, каменные угли и др. Месторождения некоторых руд формировались на протяжении нескольких стадий или даже металлогенических эпох, неоднократно трансформируясь и подвергаясь регенерации. При этом менялись их рудноформационная принадлежность и промышленно-генетические типы руд. В этом отношении показателен пример эволюции золотого оруденения в структурно-металлогенических зонах Урало-Тобольской геантиклинали в рамках хотя бы одной металлогенической эпохи (ордовикско-пермской). Оруденение эволюционировало от колчеданного золотосодержащего до собственно золотого, а последнее также изменялось от этапа к этапу. При этом менялась пробность золота в рудах и содержание в них элементов-примесей. Для золотого оруденения, ассоциированного с тоналит-гранодиоритовым магматизмом раннего карбона, показательно присутствие в качестве типоморфного элемента мышьяка, а позднепалеозойское (пермское или позднепермско-раннетриасовое) оруденение характеризуется уже существенно иным (теллур, висмут) составом элементов-примесей при отсутствии или весьма незначительных количествах мышьяка. Эти изменения состава руд особенно показательны для полихронных и полигенных золоторудных месторождений, где присутствует разновозрастное золотое оруденение (Березовское — на Среднем Урале, Кумакское — на Южном).

К вулканоплутоническим поясам приурочены скарново-магнетито-

вые, медно-порфиновые месторождения и др. В грабенах размещаются каменноугольные месторождения Каменской, Восточно-Магнитогорской и других металлогенических зон.

С позднепалеозойскими син- и позднеорогенными гранитами генетически связано редкометальное оруденение разных формационных типов (см. табл. 2, рис. 7, 12), структурно и пространственно приуроченное к гранитным поясам "открытого" Урала и перекрытого мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом ближнего Зауралья. Этот тип оруденения данной стадии характерен и для других районов подвижного пояса.

Редкометальное, золотое и другие виды оруденения в Урало-Тобольской геоантиклинали в той или иной мере связаны с мезозойской ТМА. Так, в Зауралье, в области сочленения Каменской и Красногвардейской мегазон недавно выявлена сульфидная минерализация с золотом, генетически связанная с кварцевыми порфирами (200—240 млн лет), прорывающими нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные породы, надвинутые на отложения триаса.

В мезозойско-кайнозойскую (платформенную) металлогеническую эпоху здесь формировались коры выветривания, россыпи с благородными и другими металлами.

Формирование металлогенического облика Урало-Тобольской геоантиклинали было длительным (в течение, по крайней мере, позднедокембрийско-кембрийской, ордовикско-пермской и мезокайнозойской металлогенических эпох) и многоступенчатым.

Металлогеническая субпровинция Валерьяновского ВПП является крупнейшим на Урале и в Северном Казахстане вмещающим скарново-магнетитовых руд (Соколовское, Сарбайское, Алешинское, Качарское месторождения и др. Металлогенический облик этой субпровинции, помимо скарново-магнетитового, определяется также медно-молибден-порфиновым оруденением. При этом по простиранию пояса с севера на юг наблюдается определенная металлогеническая зональность. В самых северных (в пределах Валерьяновского ВПП) железорудных месторождениях Курганского Зауралья (Глубоченском, Петровском и др.) примесь в рудах меди и молибдена ничтожна, в средней части (на широте г. Кустаная) в скарново-магнетитовых рудах примесь меди и молибдена уже существенна, особенно на Качарском месторождении. Здесь же на железные руды наложена более молодая серебросодержащая минерализация, обязанная, очевидно, своим появлением процессам мезозойской тектономагматической активизации. Наконец, в самой южной части (Адаевская СФЗ) запасы железных руд и содержание в них металла заметно сокращаются, а содержания меди и молибдена, наоборот, значительно увеличиваются до образования промышленных концентраций (Бенкалинское месторождение и др.).

По данным И.Г.Павловой, М.Л.Сахновского, в Валерьяновском ВПП также наблюдается эволюция оруденения во времени от скарново-магнетитового (среднее виле — ранний башкир) до медно (молибден) -порфинового (средний — поздний карбон). Таким образом, наиболее продук-

тивным металлогеническим этапом в становлении металлогении Валерьяновского ВПП был ранний — средний карбон.

Из изложенного следует, что рудообразование в Уральской металлогенической провинции развивалось в течение нескольких металлогенических эпох: архейско-раннерифейской, среднерифейско-кембрийской, ордовикско (позднекембрийско) -пермской, триас-четвертичной. Эволюция металлогении носила направленный возвратно-поступательный характер с унаследованным развитием руд одних металлов и появлением (или исчезновением) других. Соответственно выделяются сквозные рудные формации и рудные формации, характерные только для одной эпохи (сидериты и магнетиты рифея, скарново-магнетитовое оруденение среднего палеозоя и т.п.). Промышленные концентрации некоторых видов минерального сырья начали формироваться в одну металлогеническую эпоху, а завершали свое формирование, будучи регенерированными и трансформированными, в другую, более позднюю. Сводная информация о характере рудных формаций приведена на рис. 7 и 12.

Подробная характеристика основных металлогенических эпох в развитии Урала дана в работе [5] и в ряде других публикаций авторов последних двух-трех лет. Границы металлогенических эпох и их отличительные особенности кратко освещены в приведенной характеристике главнейших металлогенических подразделений уральского региона.

Рассмотрим некоторые наиболее принципиальные, по нашему мнению, и относительно новые аспекты проблем рудообразования на Урале. Эндеогенное оруденение в Уральской металлогенической провинции закономерно эволюционировало во времени. Это определяется сочетанием ряда важнейших факторов. Один из них — особенности глубинного строения: каждой области или СФЗ со своим типом земной коры свойствен вполне определенный профиль металлогении (сиалический — в случае коры континентального типа, фемический — коры океанического, а наиболее распространенный сиало-фемический — коры переходного, островодужного типов). Не менее важное значение имеют эволюция осадконакопления, магматических и связанных с ними других (например, метасоматических и вулканогенно-осадочных) комплексов, а также направленность процессов взаимодействия глубинного (мантийного) вещества с веществом древней континентальной земной коры. В местах наибольшей проницаемости литосферы, в зонах глубинных разломов в первую очередь в зоне ГУГР формировались преимущественно магматогенные и магматогенно-метасоматические месторождения хромитов, титаномагнетитов, платиноидов и другие, а в наименее проницаемых жестких блоках (срединных массивах) — оруденение, обусловленное орогенными и активизационными процессами (редкометальное, золоторудное и другие, а также камнесамоцветное сырье).

В историко-геологическом плане одной из наиболее актуальных для Урала является проблема моно- или полициклического развития региона. Признание полициклическости его тектономагматической и тектоно-седиментационной эволюции приводит к необходимости поисков эвгеосинклинального халькофильного и сидерофильного оруденения в блоках средин-

ных массивов Уральской геосинклинальной системы на участках развития метаофиолитов. Именно в такой обстановке недавно обнаружена колчеданная минерализация, по-видимому, кипрского типа в среднерифейских метаофиолитах Сысертского гнейсово-мигматитового комплекса в узкой синклинойной зоне между Шумихинским и Иткульским гнейсовыми куполами (Сысертско-Ильменогорская СМЗ).

Направленное развитие гомологичных рядов геологических формаций в Уральской геосинклинальной системе от платформенно-активизационных к рифтогенным и далее через раннегеосинклинальным к позднегеосинклинальным, предороженным, ороженным и постороженным обусловило соответствующую последовательную смену рудноформационных типов полезных ископаемых. На ранних этапах в рудообразовании участвует рудное вещество исключительно мантийной природы, в наиболее чистом виде, а по мере усиления жесткости и сиаличности (зрелости) земной коры в рудообразовании нарастает роль металлов нижнекоровой, а затем и верхнекоровой природы. На ранних стадиях образуются магматогенные и магматогенно-метасоматические месторождения сидерофильных и геохимически близких им металлов (хромитов, титаномагнетитов, платиноидов и т.д.), на последующих — месторождения гидротермального генезиса, прежде всего колчеданные с последовательным усилением полиметалльности руд и их комплексности (в частности, золотоносности). Начиная с предороженной стадии важную роль в рудообразовании играют контактово-метасоматические процессы (скарновообразование), в ороженную — плутоногенные пегматитовые и гидротермальные. На конечных стадиях и в связи с постороженной активизацией одним из ведущих процессов рудообразования становится гидротермально-метасоматический, как правило, низкотемпературный повышенной кислотности (грейзенизация, аргиллизация), приводящий к перераспределению и концентрации до промышленных масштабов руд редких металлов, золота и других полезных ископаемых. По мере развития гомологичных рядов геологических и рудных формаций в рудообразовании возрастала роль литофильных и других металлов сиалического профиля.

Характер и направленность процессов рудообразования тех или иных площадей в значительной степени связаны с их типом коры, геологическим строением и тектонической эволюцией. Так, изначальная фемичность Главной Уральской эвгеосинклинали обусловила преимущественно мафический профиль свойственной ей металлогении. Не случайно именно здесь сосредоточены основные запасы хромитовых, титаномагнетитовых и медно-колчеданных руд, хотя отдельные объекты тех же руд, но несколько иного формационного облика, в частности колчеданных, известны и в восточных геосинклиналях Урало-Тобольской геоантиклинальной области. Разнообразие конкретных геологических обстановок приводит к гетерогенности оруденения даже одного и того же рудноформационного типа. Например автономное развитие в силуре — девоне раннегеосинклинальных вулканических поясов, гетерогенных по строению субстрата, привело к разновременному образованию продуктивных на колчеданообразование магматических комплексов. Установлены в регионе и разнотипные

обстановки колчеданообразования — уральский, кипрский, рудноалтайский, филизчайский. Есть предпосылки выявления обстановок колчеданообразования близких к малокавказскому типу. Другой пример — медно-порфировое оруденение, когда в разное время в различных структурно-металлогенических зонах возникали медно-порфировые месторождения бошекульского типа (Салаватское, Вознесенское, Биргильдинское и др.) и медно-молибден-порфировые, приближающиеся к классическим объектам (Бенкалинское и другие месторождения Валерьяновского ВПП).

Разновременность однотипного оруденения в разных структурно-металлогенических зонах и, наоборот, одновременность разнотипного на одних и тех же площадях обусловлены отмечавшейся пространственно-временной миграцией гомологичных формационных рядов. Так, почти одновременно вследствие существования разных эндогенных режимов в среднем девоне происходило бокситообразование в Тагильском прогибе и колчеданообразование в Западно- и Восточно-Магнитогорской, Каменской и других мегазонах. Особым разнообразием процессов рудообразования отличался на Урале раннекаменноугольный период, в течение которого, в том числе одновременно в разных зонах, формировались различные полезные ископаемые: медно-никелевое сульфидное в траппоидных габбро и габбродиабазах худолазовского комплекса в западном борту Магнитогорского прогиба; колчеданообразование в эвгеосинклинальной Иргизской зоне; золото-сульфидно-кварцевое оруденение в связи с тоналит-гранодиоритовым магматизмом Урало-Тобольской геоантиклинали; скарново-магнетитовое рудообразование в вулканоплутонических поясах (Магнитогорская и Валерьяновская железорудные зоны); полиметаллическая с баритом стратиформная минерализация (Андрее-Юльевское рудное поле) и т.д. Поэтому автономность отдельных структурно-металлогенических зон — объективная реальность, с которой необходимо считаться при любых металлогенических построениях.

Таким образом, процессы тектономагматической активизации протекали в разное время и в разных структурно-формационных зонах, но особой интенсивности достигали в позднем докембрии — раннем палеозое в пределах "открытого" Урала и в мезозое — в Зауралье. Под влиянием ТМА и эндогенных процессов других режимов сформировались нетрадиционные для Урала типы руд.

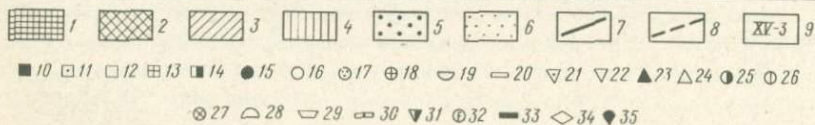
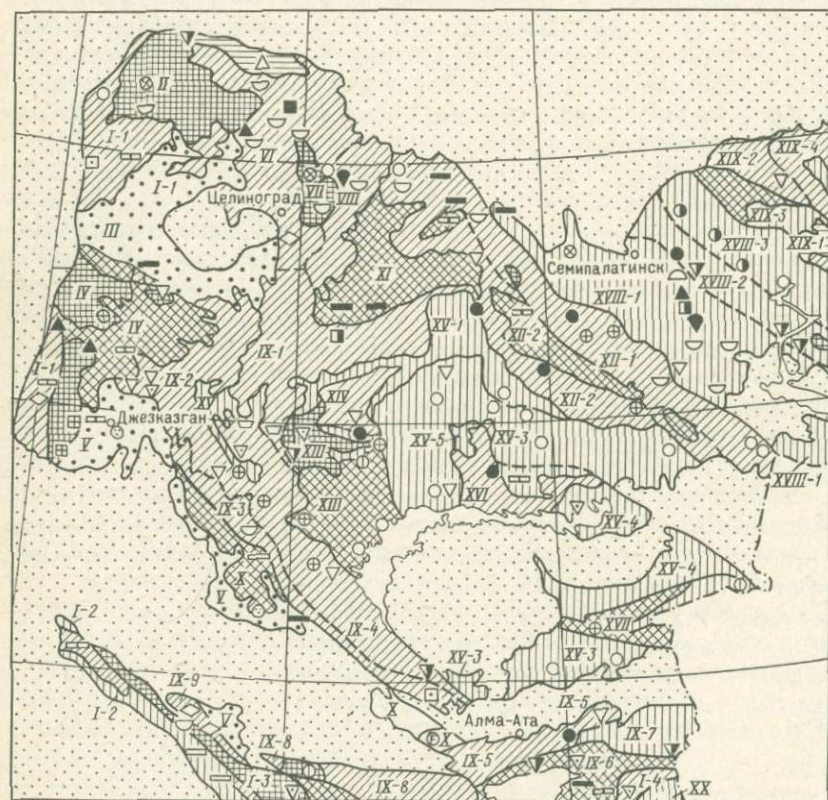
В допалеозойских средних массивах и блоках ранней консолидации Урало-Тобольской геоантиклинали, а также в их непосредственном обрамлении широкое развитие получило оруденение сиалического профиля при ведущей роли литофильных элементов. В большинстве своем оно является следствием активизации допалеозойского кристаллического фундамента, частично же возникло в результате сиалитизации эвгеосинклинальных базальтоидных комплексов.

Для поздних периодов развития Урала особенно характерны процессы щелочного метасоматоза с развитием березит-лиственитовых метасоматитов, грейзенов, аргиллизитов, сопровождающихся редкометальным, редкоземельным, радиоактивным, золото-серебро-сурьмяно-ртутным оруденением.

# ЦЕНТРАЛЬНЫЙ И ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

## Тектоническая позиция и глубинное строение

Казахстанско-Тянь-Шаньская складчатая геосинклинальная область характеризуется сложным и гетерогенным геологическим строением, обусловленным длительной историей ее развития (рис. 13). Известное единство этой территории придают следующие черты: 1) относительно широкое распространение докембрийских, в частности архейско-нижнепротерозойских образований; 2) практически повсеместное (за исключением Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской систем) проявление и решающее значение каледонского тектоногенеза; 3) определенная общность структурного плана: складчатые системы образуют крупную дугу, пологовыпуклую сначала к востоку, потом к югу, более резко изогнутую в центре и стянутую на северо-востоке Чингиз-Тарбагатайской хордой.



Ю.А.Зайцев [13] отнес Казахстанско-Тянь-Шаньский регион к эталону овальных концентрически-зональных геосинклиналей, противопоставляемых внутриматериковым линейным геосинклиналям уральского типа. Центральное положение в рассматриваемой части Урало-Монгольского пояса занимает Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньская раннекаледонская складчатая система [1]. Для нее характерны высокое положение докембрийского фундамента и контрастность—сочетание глубоких геосинклинальных трогов (раздвигов) со срединными массивами, имеющими архейско-нижнепротерозойский фундамент, иногда перекрытый рифейским про-топлатформенным чехлом. Наиболее узкие линейные эвгеосинклинальные зоны располагаются в пределах Северного Тянь-Шаня.

Отмечавшиеся многими исследователями этого региона мозаичность и изометричность территории в плане особенно характерны для Центрально-

**Рис. 13. Структурно-металлогеническая схема Казахстана и Северного Тянь-Шаня.**  
По А.А.Беляеву, Н.П.Михайлову и др.:

1 — срединные массивы с выступами докембрийского фундамента; 2 — устойчивые блоки и участки срединных массивов с чехлом послераннегеосинклинальных образований; 3 — каледонские геосинклинально-складчатые системы; 4 — герцинские геосинклинально-складчатые системы; 5 — эпикаледонские наложенные впадины; 6 — эпигерцинские (мезозойско-кайнозойские) платформенные структуры; 7 — границы структурных и металлогенических систем и блоков; 8 — границы мегазон; 9 — металлогенические системы, блоки, мегазоны, их номера: I — Ишимско-Байконурско-Каратауская система (мегазоны: I-1 — Ишимско-Байконурская, I-2 — Каратауская; I-3 — Бессазско-Таласская; I-4 — Сарыджазская); II — Кокчетавский блок; III — Тенизская мегазона, IV — Улутауский блок; V — Дзезказганско-Муонкумская мегазона; VI — Степнякская система; VII — Ишкеольмесский блок VIII — Еремантауская система; IX — Тектурмасско-Чу-Балхашско-Северо-Тянь-Шаньская система (мегазоны: IX-1 — Тектурмасско-Косагалинская, IX-2 — Карамендинско-Соналинская, IX-3 — Жалаир-Найманская, IX-4 — Шалгия-Бурултас-Жельтауская, IX-5 — Заилийская, IX-6 — Иссыккульско-Баянкольская, IX-7 — Кетменская, IX-8 — Кыргызская, IX-9 — Малокаратауская); X — Чуйский блок; XI — Баян-ульский блок; XII — Чингиз-Тарбагатайская система (мегазоны: XII-1 — Восточно-Чингизская, XII-2 — Западно-Чингизская); XIII — Атасу-Моинтинский блок; XIV — Жаман-Сарысуйский блок; XV — Джунгаро-Балхашская система (мегазоны: XV-1 — Жавильминско-Каиндинско-Успенская, XV-2 — Аксоран-Акбастауская, XV-3 — Балхашско-Токрауско-Илийская, XV-4 — Джунгарская, XV-5 — Котанбулак-Саякская); XVI — Кентерлауская система (фрагмент); XVII — Текелийский блок; XVIII — Иртыш-Зайсанская система (мегазоны: XVIII-1 — Жарминско-Саурская, XVIII-2 — Восточно-Калбинская, XVIII-3 — Рудно-Алтайская); XIX — Горно-Алтайская система (XIX-1 — Теректинский блок, мегазоны: XIX-2 — Монгольско-Алтайская; XIX-3 — Чарышская, XIX-4 — Ануйско-Чуйская); XX — Южно-Тянь-Шаньская система.

Главнейшие рудноформационные геолого-промышленные типы месторождений полезных ископаемых (10—24 см. рис. 7) 25 — колчеданно-полиметаллический, 26 — медно-скарновый, 27 — медно-никелевый гидротермальный, 28 — золоторудный в минерализованных зонах; 29 — железо-марганцевый вулканогенно-осадочный, 30 — железо-марганец-барит-полиметаллический, 31 — оловянный и оловянно-вольфрамовый (в пегматитовых жилах и гидротермальный), 32 — флюоритовый, 33 — каменного угля, 34 — фосфоритовый, 35 — мышьяково-сурьмяно-ртутный в связи с мезозойской тектономагматической активизацией

го Казахстана со свойственным ему единым концентрическим (незамкнутым на востоке) структурным планом.

В Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньской системе четко обособляются исторически устойчивые блоки (массивы) и разделяющие их междублочные наложенные мио- и эвгеосинклинальные зоны и орогенные структуры. Крупные относительно устойчивые блоки сложены преимущественно докембрийскими образованиями с континентальной корой, сформированной к концу рифея — Кокчетавский, Улутауский, Актау-Моинтинский массивы, которые вместе с массивами так называемой южной группы (Бурунтавский, Жельтавский, Чуйский, Кендыктасский) образуют единый внешний дуговой мегаблок. Для всех перечисленных блоков характерны небольшие, обычные для платформ, мощности отложений венда, кембрия и ордовика. В девоне, а может быть и раньше, они образовали единый срединный массив в системе герцинских геосинклиналей.

Позднекаледонская Чингиз-Тарбагатайская линейная система составляет крайний северо-восточный элемент палеозойской складчатой области Центрального Казахстана, отделенный Калба-Чингизским разломом от позднегерцинской Иртыш-Зайсанской системы. Ю.А.Зайцев [13] вслед за А.Д.Архангельским и А.А.Богдановым объединяет Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньскую и Чингиз-Тарбагатайскую системы, обособившиеся в результате каледонской консолидации, в единый эпикаледонский Казахстанско-Тянь-Шаньский срединный массив (складчатую область). По геолого-геофизическим данным, он прослеживается далеко на север, примерно до широты г. Тобольска и на восток уходит в китайскую Джунгарию. В Синьцзяне находится погребенный Джунгарский массив, выявленный по "обтеканию" его со всех сторон каледонскими и герцинскими складчатыми системами.

В позднем девоне одновременно с мощным геосинклинальным осадконакоплением и магматизмом в смежных герцинских зонах в Казахстанско-Тянь-Шаньской складчатой области установился квазиплатформенный тектонический режим. Активное развитие каледонских складчатых систем в карбоне, перми и раннем триасе рассматривается многими исследователями как результат проявления процессов герцинской ТМА, парагенно сопряженной с развитием герцинских геосинклинально-складчатых систем.

В структуре чехла срединного массива обособляются крупные внутренние впадины — Тенизская, Джекказганская, Чуйская, Иссыккульская и наложенные мульды, грабены, грабен-синклинали.

Современная сложная и напряженная глыбово-складчатая структура девонских и нижнекаменноугольных образований Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньской каледонской складчатой системы, а также насыщенность ее позднепалеозойскими интрузиями расценивается как результат максимального (по интенсивности) проявления процессов герцинской ТМА, весьма продуктивных в отношении редкометального и полиметаллического оруденения.

Каледониды Центрального Казахстана обрамляются с северо-востока и с востока герцинскими геосинклинальными системами — Джунгаро-Ба-

лхашской и Иртыш-Зайсанской. В пределах первой из них геоморфологически выделяются две части — Джунгарский Алатау и Северное Прибалхашье. В Джунгарском Алатау отчетливо проявлена поперечная тектоническая зональность: южные зоны возникли на структурах консолидированной рамы и входят в состав Прибалхашско-Илийского краевого вулканического пояса, северные — собственно геосинклинальные. Непрерывным геосинклинальным развитием во второй половине девона и в карбоне характеризуется внутренняя часть Джунгаро-Балхашской системы (Тастауская зона).

Территория Северного Прибалхашья разнородна в тектоническом отношении и включает зоны, сложенные образованиями геосинклинальной стадии развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы, а также зоны, входящие в состав краевого Прибалхашского вулканического пояса.

На северо-западном продолжении Джунгаро-Балхашской системы, по данным Ю.А.Зайцева [13], находится миогеосинклинальная Сарысу-Тенизская глыбово-складчатая система. Миогеосинклинальным по своей природе, по мнению этого и ряда других исследователей, является Большой Каратау. Обособление миогеосинклинальных систем — Сарысу-Тенизской и Большого Каратау — имеет большое значение; их сближает не только общность геологического развития и особенностей структуры, но также приуроченность к ним стратиформного полиметаллического оруденения.

Иртыш-Зайсанская герцинская складчатая система отличается четко выраженной линейной зональностью составляющих ее структур, а также поперечной — определяющей зональное проявление в ней магматизма. По этим и другим особенностям Зайсанская система напоминает Урал.

Она расположена на стыке Алтае-Саянской и Чингиз-Тарбагатайской каледонских складчатых систем, и так как она заложена на гетерогенном основании в силуре — раннем девоне, включает разнородные по строению и развитию структурно-формационные зоны (СФЗ).

К раннегеосинклинальным раздвиговым структурам растяжения относится Чарская, характеризующаяся широким развитием тел меланжированных офиолитов (E — S). С ней граничит Жарминско-Саурская зона, которая далее на восток сменяется миогеосинклинальной Калба-Нарымской или Восточно-Калбинской СФЗ. Эта зона, наряду с Салаиром, Горным и Монгольским Алтаем, по геолого-геофизическим данным, В.П.Нехорошевым, В.А.Кузнецовым и другими исследователями включается в складчато-глыбовую систему Большого Алтая.

К Иртыш-Зайсанской системе относится группа структурно-формационных зон Юго-Западного Алтая (Рудно-Алтайская и Белаубинско-Южно-Алтайская). Рудный Алтай отделен от Восточно-Калбинской зоны Иртышской зоной смятия. Герцинская Иртыш-Зайсанская складчатая геосинклинальная система одними исследователями выделяется как самостоятельное тектоническое подразделение, другими [44] рассматривается как северное звено более обширной Зайсанско-Гобийской (Зайсанско-Южно-Монгольской) системы и в более широком плане понимается как продукт дальнейшей миграции геосинклинального процесса от Сибирской платформы к Китайской.

Вопросы глубинного строения земной коры Казахстана рассматриваются в работах Д.Н.Казанли, Г.Р.Бекжанова, Т.А.Акишева, В.Н.Любецкого и др. Верхняя часть литосферы Казахстана, Юго-Западного Алтая и Северного Тянь-Шаня характеризуется слоисто-блоковым строением, хотя слоистость проявлена не так четко, как на Урале. Более того, как показывают данные последних лет, в пределах большей части Казахстана протяженные субгоризонтальные сейсмические границы, как и под крупными прогибами Урала, отсутствуют. Там же, где они проявлены отчетливо, установлена корреляция субгоризонтальной расслоенности земной коры со структурным планом верхних ярусов. Интенсивно расслоенная земная кора характерна для тектонически стабильных районов (Тенизская, Чу-Сарысульская впадины и др.). Умеренная сейсмическая расслоенность свойственна блокам с уменьшенной мощностью земной коры.

При анализе геофизических данных все исследователи обращают внимание на четко выраженное блоковое строение территории Казахстана. Выделяются мегаблоки и блоки разных размеров, отличающиеся геофизическими параметрами, глубиной залегания и резкостью границы раздела Мохо, основностью и зрелостью земной коры.

Мощность земной коры Казахстана и прилегающих к нему территорий меняется в широких пределах; рельеф поверхности Мохо характеризуется сложными формами с резкими колебаниями ее гипсометрического уровня. В рельефе поверхности Мохо выделяется ряд поднятий и прогибов, контуры которых далеко не всегда совпадают с элементами тектонического районирования палеозоид Казахстана. Среди поднятий поверхности Мохо выделяются Центрально-Казахстанское и Тургайское, представляющие собой широкую дугообразную структуру, выпуклой стороной обращенную к западу. Севернее Центрально-Казахстанского поднятия расположен Северо-Казахстанский прогиб, отчетливо прослеживающийся до Западно-Сибирской плиты. Узкий Каратауский прогиб совпадает с одноименной миогеосинклинальной структурой, представленной в современном рельефе горными сооружениями хребта Каратау.

Верхи мантии в Казахстане характеризуются, по данным Г.Р.Бекжанова и других, значительными скоростными неоднородностями. Выделяются несколько зон, различающихся скоростными параметрами верхней мантии. Наиболее крупная из них с повышенными значениями скорости (8,3–8,4 км/с) расположена в северной части Казахстана. Она широкой полосой северо-западного направления охватывает Чингиз-Тарбагатайскую складчатую систему, большую часть Ерементау-Заилийской системы, Кокчетавский и Тенизский срединные массивы. Нормальные скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии (8,0–8,2 км/с) характерны для южной части Казахстана за исключением Северного Тянь-Шаня, где значения скорости несколько понижены (7,8–7,9 км/с). Зоны скоростных неоднородностей мантии в целом не согласуются со структурно-тектоническим планом верхних горизонтов коры и не коррелируются с рельефом поверхности Мохо.

Земная кора региона отличается повышенной мощностью. Крупным линейным складчатым системам отвечают блоки повышенной мощности

(46—50 км и более) земной коры, срединным массивам — пониженной (42—46 км). Промежуточным значением мощности (45—50 км) характеризуется Центрально-Казахстанский мегаблок, с которым совпадает так называемый Центрально-Казахстанский гравитационный минимум. Его ограничением являются градиентные зоны сближенных изоаномал  $\Delta q$ , отождествляемые с глубинными разломами. Для указанного мегаблока характерно широкое развитие позднепалеозойского сиалического магматизма.

Протяженной полосой сближенных изоаномал востоко-северо-восточного простирания выделяется крупный уступ земной коры — Северо-Тянь-Шаньский глубинный разлом. На схемах физических полей региона отчетливо выделяются и другие зоны повышенной проницаемости, например, зоны смятия Центрального и Восточного Казахстана. Зайсанская складчатая геосинклинальная система имеет четкую северо-западную ориентировку гравитационных и магнитных аномалий, совпадающих с генеральным простиранием структур. Для этой территории характерно спокойное залегание поверхности Мохо на глубине около 40 км с постепенным погружением в сторону Горного Алтая. Резко различный уровень значений поля силы тяжести над Рудно-Алтайским и Калбинским блоками отражает гетерогенность их основания и связан, прежде всего, с интенсивным проявлением в пределах последнего позднепалеозойского гранитоидного магматизма.

Таким образом, даже весьма беглый обзор глубинного строения Казахстана свидетельствует о его сложности и гетерогенности, что согласуется со сложным геологическим строением верхней оболочки земной коры и длительностью тектонической эволюции региона.

### Краткий очерк геологического строения и развития

В геологической истории Казахстана и Северного Тянь-Шаня выделяются три важнейших этапа: раннедокембрийский; рифейско-палеозойский и мезозойско-кайнозойский.

На описываемой территории в течение архея и раннего протерозоя сформировался складчатый глубокометаморфизованный кристаллический фундамент перекрытый позднее, в раннем — среднем рифее, отложениями платформенного чехла. Крупнейший и наиболее слабо и фрагментарно изученный раннедокембрийский этап ознаменовался формированием эпикарельской платформы. Многочисленные выходы ее фундамента и чехла имеются во всех геосинклинальных системах Казахстана и Средней Азии. Древнейшие раннедокембрийские образования развиты, в частности, в Кокчетавской глыбе (Улутау и др.), где они сравнительно хорошо изучены, а также в блоках других срединных массивов (микроконтинентов)

Геосинклинальные системы возникали одновременно вследствие постепенного раскалывания эпикарельской платформы. Среди них выделяются перечисленные каледонские и герцинские геосинклинальные системы разновременного заложения, что свидетельствует об автономности развития отдельных тектонических единиц Казахстана и Средней Азии.

Для рассматриваемого звена УМП так же, как и для Урала, дискуссионна природа байкалид, особенно в Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньской системе. По мнению одних исследователей, здесь проявился байкальский геосинклинальный этап, приходящийся на поздний рифей. В раннюю стадию этапа формировались осадочно-вулканогенные (базальтоидные) толщи, в позднюю — терригенные и карбонатные. Этап завершился складкообразованием на рубеже рифея и венда и внедрением значительных масс гранит-гранодиоритовых пород. По другим представлениям, байкальский этап не имеет самостоятельного значения, а большинство указанных образований имеет палеозойский возраст. В настоящее время многие исследователи Казахстана и Средней Азии склоняются к выводу о том, что позднепротерозойский этап в данном регионе, по-видимому, правильнее считать предгеосинклинальным, подготовительным к собственно геосинклинальному.

Каледонский геосинклинальный этап наиболее четко проявлен в Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньской системе. В раннем кембрии здесь накапливались мощные спилит-диабазовые толщи, с которыми ассоциируют ультрабазиты и габбро. В дальнейшем в эту же раннегеосинклинальную стадию ( $E_2 - O_1$ ) образовались менее мощные вулканогенно-кремнистые толщи. В позднегеосинклинальную и предорогенную стадии ( $O_{2-3}$ ) в унаследованных или новообразованных прогибах формировались флишоидные толщи, заключающие линзы конгломератов. На поднятиях накапливались вулканиты среднего состава, залегающие местами непосредственно на породах докембрия. В позднем ордовике произошло замыкание флишоидных зон, складкообразование в них, гранитообразование. Лишь в отдельных мульдах на востоке Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньской системы в конце ордовика и, возможно, в самом начале силура накапливались орогенные красноцветные и пестроцветные терригенные отложения, оставшиеся почти недислоцированными.

В пределах Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньского региона широко распространены каледонские гранитоиды, особенно орогенные. Изредка встречаются среднекембрийские геосинклинальные габбро-гранитоидные комплексы. Первое массовое гранитообразование, связанное с завершающей каледонской складчатостью и следовавшим за ней орогенезом, происходило в позднем ордовике и затем в силуре и было сосредоточено преимущественно в устойчиво воздымающихся докембрийских массивах [27]. В это время образовались предорогенные гранитоиды позднеордовикских крыккудукского, зерендинского тоналит-гранодиоритовых комплексов, позднее ( $S_2 - D_1$ ) — активизационного субщелочного ишимского комплекса и аналогичных им по времени и формационной принадлежности других гранитоидных комплексов. Они входят в состав сложных полихронных плутонов, реже — образуют самостоятельные массивы. По мнению А.Н.Леонтьева и других [27], с началом формирования свода на месте Кокчетавской глыбы в позднем силуре и, возможно, начале девона связано образование боровского адаметлит-гранитного комплекса, в состав которого им включен крупнейший на северо-западе Казахстана Зерендинский плутон — позднеордовикский, по мнению других исследователей.

Значения радиологического возраста гранитоидов этого плутона дают большой разброс цифр (440—410 млн лет).

В рассматриваемой складчатой системе в континентальных условиях в раннем — среднем девоне, а в приразломных зонах в среднем — позднем проявился контрастный вулканизм (порфировые формации и вулканогенно-осадочная континентальная моласса), особенно активный у границы с Джунгаро-Балхашской системой, где возник Казахстанский девонский вулканический пояс, впервые выделенный и охарактеризованный А.А. Богдановым. Девонский возраст имеют многие гранит-лейкогранитовые интрузии. На остальной территории складчатой системы в среднем — позднем девоне и раннем карбоне развитие шло в условиях относительно стабильного режима при почти полном отсутствии магматизма. Сводово-глыбовые движения сопровождались накоплением красноцветных терригенных грубообломочных пород в основании разреза, а соленосных и морских эпиконтинентальных карбонатных отложений в широких прогибах. На относительно стабильных участках формировались угленосные впадины, а в Юго-Восточном Казахстане — каменноугольные, пермские и раннетриасовые вулканогенно-молассовые образования (часть Прибалхашско-Илийского вулканического пояса). Осадочно-вулканогенные и интрузивные образования девона, карбона, перми и нижнего триаса каледонид Казахстана справедливо рассматриваются многими исследователями как возникшие в результате процессов ТМА; по мнению других геологов — это орогенные образования. Позднепалеозойские отложения, распространенные в Тенизской и Чу-Сарысуьской впадинах, представлены красноцветными отложениями.

Чингиз-Тарбагатайская система в отличие от Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньской характеризуется интенсивным инициальным вулканизмом и широким распространением в позднегеосинклиналиную стадию вулканитов андезитового состава. Она заложилась в раннем кембрии. В раннегеосинклиналиную стадию происходило излияние базальтоидных лав вдоль глубинных разломов и контрастно дифференцированных вулканитов на погребенных древних блоках в центральной части системы. В позднегеосинклиналиную стадию, начиная с позднего кембрия и в течение почти всего ордовика, накапливались вулканиты преимущественно андезитового ряда, а также флишоидные отложения. В силуре продолжали развиваться флишоидные прогибы и появились наложенные молассоидные прогибы с пестроцветными терригенными отложениями, а в краевых мобильных зонах — с вулканогенно-терригенными. В конце позднего ордовика геосинклиналиные прогибы в центральной части Чингиз-Тарбагатайской системы замкнулись, происходил тоналит-гранодиоритовый магматизм (космунский и сарыкольский комплексы), но окончательное становление складчатой системы завершилось в конце позднего силура. С этими движениями связано формирование позднесилурийских тоналит-гранодиоритовых и субщелочных диорит-граносиенитовых комплексов. Орогенные и активизационные комплексы Чингиз-Тарбагатайской системы во многом гомологичны таковым в Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньском секторе казахстанских каледонид.

Таким образом, начиная с ордовика и силура происходило замыкание каледонских геосинклинальных прогибов. Последние локальные вспышки андезитобазальтового вулканизма произошли здесь в силуре на фоне расширяющегося общего поднятия территории и накопления орогенных формаций. В раннем — среднем девоне резко активизировался наземный вулканизм базальтоидного, смешанного или кислого состава. Наибольшая напряженность вулканизма отличала зону краевого, подковообразного в плане вулканического пояса. Массовым было девонское гранитообразование, пространственно связанное, с одной стороны, с внутренними дугowymi вулканическими поясами Казахстанско-Тянь-Шаньского срединного массива и, с другой — с бортовыми частями линейно-вытянутого осевого герцинского геосинклинального пояса, где проходила вулканическая деятельность геосинклинального этапа [27]. В девонскую эпоху возникли карамендинский гранодиорит-адамеллитовый ( $D_{1-2}$ ), коккудуктобинский (мирзашокинский) монцонит-граносиенит-щелочногранитовый комплекс ( $D_2$ ), средне-позднедевонские гранит-лейкогранитовые комплексы (теректинский, корнеевский, балкашинский, орлиногорский, золотошенский, карабулакский и другие).

В позднем палеозое, среднем карбоне — ранней перми и в начале триаса в пределах каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня, включая Чингиз-Тарбагатайскую систему, образовались вулканоплутонические ассоциации — производные ТМА и синхронные орогенным сериям соседних герцинских складчатых систем. Позднепалеозойский активизационный ряд гранитоидных формаций охватывает монцодиорит-гранитные, адамеллит-гранитные, гранитные, лейкогранит-алаяскитовые и другие серии и комплексы (кокдалинский, салдырминский, кумжальский, ушобинский, баирский и др.).

Длительным геологическим развитием в палеозое характеризуется Джунгаро-Балхашская геосинклинальная складчатая система. В позднем кембрии — раннем ордовике здесь возникли близширотные глубинные зоны разломов и раздвигов и раннегеосинклинальные СФЗ с инициальным базальтовым вулканизмом, телами альпинотипных ультрабазитов. Частные эвгеосинклинальные зоны возникли в обрамлении раннепалеозойского Центрально-Казахстанского срединного массива. В ордовикско-эйфельский этап развивались сопряженные эв- и миогеосинклинальные прогибы. Окончательное и наиболее четкое обособление Джунгаро-Балхашской системы произошло в силуре — раннем девоне, когда в отличие от смежных каледонских складчатых систем здесь сохранился геосинклинальный режим, а в ее обрамлении начал формироваться девонский орогенный вулканический пояс. В среднем и начале позднего девона происходила дальнейшая дифференциация геосинклинали, возникали цепи островов (позднегеосинклинальная стадия). В течение фамена — турне в Джунгаро-Балхашской системе и в пограничной с ней Жарминско-Саурской СФЗ в условиях предорогенной стабилизации формировались частные терригенные, местами флишоидные прогибы, аналогичные одновозрастным Зилаирскому и другим прогибам Урала. На фоне возрастающего общего сжатия, приведшего к замыканию этих частных терригенных прогибов, в средне-

визейско-башкирское время сформировалась нижняя вулканогенная и сероцветная морская моласса, происходило пред- и раннеорогенное гранитообразование. Был сформирован ряд габбро-гранитоидных, тоналит-гранодиорит-плагиогранитных и гранодиорит-гранитных формаций. К их числу относятся раннекаменноугольная (серпуховская) диорит-плагиогранит-гранодиоритовая балхашская и среднекаменноугольная (позднебашкирская) габбро-диорит-адамеллитовая центрально-джунгарская серии.

Силурийско-раннедевонские, среднедевонские, фаменско-турнейские и внутривизейские тектонические движения обусловили консолидацию отдельных структурно-формационных зон, а среднекаменноугольная складчатость окончательно завершила формирование основных элементов Джунгаро-Балхашской складчатой системы, хотя морское осадконакопление продолжалось в локальных остаточных прогибах и в позднем палеозое.

В середине среднего карбона завершилось формирование Джунгаро-Балхашской складчатой системы, вся площадь которой, начиная с этого времени, перешла в орогенный режим развития. Тектонические движения середины среднего карбона не только вызвали складкообразование в остаточных геосинклинальных прогибах этой системы, но и обусловили горообразование на всей ее площади, в процессе которого постепенно возникла новая система орогенных структур, не согласующихся со структурным планом герцинских складчатых сооружений. В позднем палеозое возникли обширное Джунгарское сводовое поднятие и цепочка крупных орогенных впадин по его периферии, которые заполнялись вулканогенно-молассовым комплексом среднего — верхнего карбона, перми и нижнего триаса. В этот пояс вошли как унаследованные от раннеорогенной стадии впадины, испытывавшие в эпоху среднекаменноугольного горообразования перестройку своей структуры, так и вновь образованные орогенные впадины. Специфика орогенного развития Джунгаро-Балхашской герцинской системы — исключительно широкое и мощное проявление орогенного магматизма, в значительной мере подавившего процессы формирования и накопления моласс. Широко и разнообразно проявилось орогенное гранитообразование, достигшее наибольшей интенсивности в пермское время. Позднепалеозойский ряд син- и позднеорогенных гранитоидных формаций, по данным Г.Л.Добрецова, А.Н.Леонтьева, Ю.Б.Марина, В.С.Попова, К.А.Абдурахманова и других, включает известково-щелочные плутонические гранитоиды нормальной щелочности и более тесно связанные с вулканизмом гранитоиды повышенной щелочности (например, какдалинский диорит-гранодиорит-гранитный ( $P_1$ ), саякский диорит-гранодиоритовый ( $P ?$ ), топарский и кокдомбакский монцодиорит-гранитные, калдырминский гранитный комплексы и др.). Несмотря на высокую изученность гранитоидов Казахстана, до сих пор не решен окончательно вопрос о возрасте тех или иных гранитоидных комплексов, например топарского, время становления которого у разных исследователей варьирует от раннего — среднего карбона до верхов ранней перми.

Иртыш-Зайсанская складчатая система герцинид Восточного Казахстана отчетливо расчленяется на внутреннюю (Калба-Нарымский синклино-

рий, Чарский антиклинорий) и две внешние окраинные зоны (Жарминско-Саурскую — на юго-западе, Рудно-Алтайскую и Белоубинско-Южноалтайскую — на северо-востоке). Жарминско-Саурская СФЗ заложилась в девоне на гетерогенном каледонском фундаменте, а соседний Чарский антиклинорий с широко проявленными в его пределах офиолитами еще раньше, по крайней мере, в силуре и, по-видимому, в отдельных своих частях унаследовал структуру предшествовавшего ему раннепалеозойского геосинклинального прогиба. Растянутым во времени также был процесс завершения геосинклинального режима и формирования складчатой структуры отдельных зон Иртыш-Зайсанской системы — от среднего визе (саурская фаза) до середины среднего карбона, хотя в Чарском антиклинории и в некоторых других местах он начался уже в позднем девоне.

В Жарминско-Саурской СФЗ развиты стратифицированные образования от живетского яруса до нижней перми. Фрагментарно обнажаются докембрийские породы, метаморфизованные в условиях ставролит-мусковитовой фации регионального метаморфизма.

К раннегеосинклинальным здесь традиционно относят живетско-франские отложения, имеющие признаки прибрежно-морских условий осадконакопления и обычно выделяемых в гравелито-песчано-сланцевую формацию. В направлении к каледонским структурам Чингиз-Тарбагатайской системы они постепенно замещаются пестроцветными и угленосными отложениями. На северо-востоке Жарминско-Саурской СФЗ одновозрастные с ними образования имеют морской генезис и выделяются в кремнисто-андезитобазальтовую формацию также живетско-франского возраста. Правомерность отнесения этих образований к классу раннегеосинклинальных формаций вызывает у авторов большие сомнения, так как гомологичные формации в таких классических геосинклинальных структурах, как Главная эвгеосинклинальная (Тагильско-Магнитогорская) на Урале, типичны для позднегеосинклинальной и предорогенной стадий развития.

Геосинклинальное развитие в Жарминско-Саурской СФЗ было прервано в конце франского века, что фиксируется перерывом в осадконакоплении в фамене — раннем турне. Образования, слагающие следующий по времени формирования структурный ярус, изменяются по латерали так же контрастно, как и в живетско-франский этап. На северо-востоке этой зоны в основании залегает кремнисто-андезитовая формация верхнего турне — нижнего визе; на юго-западе одновозрастные с ней образования принадлежат песчано-сланцевой формации, которая в направлении к внутренним областям Чингиз-Тарбагатайской системы постепенно замещается песчано-сланцевой угленосной формацией.

Более молодые средневизейско-серпуховские стратифицированные образования Жарминско-Саурской СФЗ сохраняют двойственность формационных признаков: на юго-западе зоны они принадлежат андезитовой формации, на северо-востоке расчленяются на кремнисто-алевролитовую и песчаниковую терригенные формации. При каком эндогенном режиме и на какой стадии развития подвижного пояса возникли эти формации, у исследователей нет единого мнения. Одни, включая авторов, связывают их образование с замыканием геосинклинали, т.е. с предорогенной стабилиза-

цией или предконтинентальной стадией, другие — с раннеорогенной стадией развития герцинид. Сторонником второй точки зрения является А.А.Моссаковский, по мнению которого, начиная с позднего визе, но особенно в серпуховский век и в первой половине среднего карбона в Жарминско-Саурской и Рудно-Алтайской зонах происходило формирование наложенных впадин, выполненных комплексом молассовых, в ряде случаев угленосных отложений и андезитовых или дацито-риолитовых образований.

Во внутренней Калба-Нарымской зоне Иртыш-Зайсанской системы, еще не замкнувшейся и продолжавшей прогибаться, во второй половине раннего карбона стали формироваться мощные толщи (аллохтонная морская моласса), возникшие за счет размыва складчатых образований зон ранней консолидации. В серпуховско-башкирский отрезок времени (предорогенный, по мнению одних исследователей, или раннеорогенный — по мнению других) возникли габбро-диорит-тоналитовые и габбро-диорит-гранодиоритовые серии (саурская в Жарминско-Саурской СФЗ, змеиногорская — на Рудном Алтае и др.).

Середина среднего карбона, как и в других частях Урало-Монгольского подвижного пояса (рубеж между башкирским и московским веками), была переломным моментом в развитии Зайсанской системы. Начиная с московского века вся эта система целиком вступила в новый позднеорогенный (главный орогенный и позднеорогенный, по В.С.Попову) период развития, характеризовавшийся повсеместным горообразованием. В этот период в Жарминско-Саурской СФЗ по П.В.Ермилову и другим сформировался ряд орогенных гранитоидных серий нормальной и повышенной щелочности, тесно связанных с вулканизмом: салдырминская габбро-гранодиорит-гранитная серия ( $C_{2-3}$ ), жарминская габбро-граносиенит-гранитная ( $P_1$ ), керегетас-эспинский комплекс лейкократовых калиевых гранитов и гранит-порфиры ( $P_2$ ), кандыгатайский комплекс сиенитов и лейкократовых субщелочных гранитов ( $P_2 - T$ ). По-видимому, последний из них образовался уже в результате посторогенной ТМА.

Рудно-Алтайская СФЗ — одна из зон внешней (периферийной) части Зайсанской системы и вместе с Белоубинско-Южно-Алтайской объединяется обычно в группу зон Юго-Западного Алтая. Различные вопросы геологии, магматизма и металлогении Юго-Западного Алтая освещены в многочисленных публикациях и особенно полно в работе В.С.Кузубного. В раннегеосинклинальный этап развития вторично-геосинклинальной Рудно-Алтайской зоны, начиная с зйфельского века, образовалась кварц-кератофировая формация. Главную роль в ее составе играют риолиты с заметно повышенным содержанием натрия — кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры. Вулканыты образовались во вторичных геосинклинальных прогибах эпизвгеосинклинального типа и представлены подводными излияниями и продуктами эксплозивной деятельности, ассоциирующими с туфогенно-осадочными породами. От раннегеосинклинальной базальт-андезит-риолитовой натровой формации Главной эвгеосинклинали Урала породы кварц-кератофировой формации отличаются резким преобладанием кислых пород над основными. Так, для

Рудного Алтая в целом отношении (кислые — средние — основные эффузивы) составляет 11,5:1:2.

Со второй половины живетского века, местами в франкий в пределах Рудного Алтая отлагались флишoidные отложения, напоминающие по особенностям разреза улутаускую свиту девона Магнитогорского прогиба. На северо-востоке Зайсанской системы обособился линейный Белоубинско-Южноалтайский прогиб, в котором наряду с преобладающими ранне- и позднегеосинклинальными терригенными формациями присутствует раннегеосинклинальная кварц-кератофировая формация.

В позднем девоне (в основном в фаменский век), на стадии развития, которая больше всего соответствует предорогенной или субплатформенной по нашей схеме, в Рудно-Алтайской зоне образовалась андезитодацитовая формация, а в Белоубинско-Южноалтайской — габбро-диабазовая формация.

Для Иртыш-Зайсанской системы в целом и для Юго-Западного Алтая, в частности, характерно широкое развитие гранитоидов, которые образуют последовательный ряд серий и комплексов. Помимо уже упоминавшейся габбро-гранодиорит-гранитной змеиногорской серии, необходимо указать на комплекс предорогенных добатолитовых малых интрузий субвулканических гранодиоритов, плагиогранитов, альбитофинов, порфиоров (например кунушский), раннеорогенный калбинский комплекс гранитной формации (ранняя пермь), позднеорогенный монастырский гранит-лейкогранитный комплекс (поздняя пермь), постбатолитовые комплексы малых интрузий порфиоровых диоритов и гранодиоритов (поздней перми — триаса). С конца триаса весь характеризуемый регион вступил в платформенное развитие.

Завершая краткий обзор строения и геологической истории Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньского звена Урало-Монгольского пояса, отметим некоторые особенности его гетерогенной структуры<sup>1</sup>.

В ее пределах обособляются площади, консолидированные в каледонскую и герцинскую эпохи, и блоки, сохранившие стабильность с позднего протерозоя (срединные массивы или микроконтиненты).

В архее — раннем протерозое здесь сформировался кристаллический фундамент, образующий значительную верхнюю часть гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры. В рифее, а местами в венде началось формирование платформенного чехла древней платформы. Одновременно в отдельных относительно узких рифтах и троговых зонах, по-видимому, развивались допалеозойские частные геосинклинали. В результате раздробления докембрийской платформы закладывались разновременные геосинклинальные системы, начиная с формирования зон глубинных разломов, в значительной мере определяющих современный структурный план региона. В Казахстане и Северном Тянь-Шане зоны глу-

---

<sup>1</sup> Эти выводы большей частью согласуются с обобщением, приведенным А.А.Абдулыным и др. [1].

бинных разломов, разновозрастные и разновозрастные складчатые системы ориентированы в разных направлениях, что в сочетании с широко развитыми срединными массивами (микроконтинентами) обуславливает общее мозаичное строение описываемой площади. Несомненно, разновременное заложение геосинклинальных систем, среди которых отчетливо намечаются две большие группы — каледонские и герцинские. В раннем кембрии заложилась Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньская и Чингиз-Тарбагатайская, в позднем кембрии — раннем ордовике — Джунгаро-Балхашская, в силуре — Иртыш-Зайсанская геосинклинальные системы. Разновременным было и замыкание геосинклиналией, превращение их в складчатые системы. Отсюда неизбежно напрашивается вывод об автономном развитии отдельных тектонических подразделений, что подтверждается и различием свойственных им рядов геологических, в том числе магматических формаций. Раньше других, в ордовике и силуре, замкнулись Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньская и Чингиз-Тарбагатайская системы, которые образовали в совокупности подковообразную складчатую структуру. Более молодые по времени завершения герцинские структуры располагаются либо по внешней периферии этой структуры (Уральская, Южно-Тянь-Шаньская, Иртыш-Зайсанская), либо внутри нее (Джунгаро-Балхашская).

Территория Казахстана пережила несколько этапов тектономагматической активизации. Обособление в казахстанских палеозоидах каледонского массива ранней консолидации способствовало проявлению в его пределах процессов активизации, сопряженных с развитием соседних геосинклиналией (Уральской, Джунгаро-Балхашской, Иртыш-Зайсанской). Этап позднедевонско-раннекаменноугольной ТМА, по данным А.В.Авдеева и др., выразился в образовании ряда палеорифтовых зон красноморского типа (Атасуйско-Успенского, Акбастауского, Большекаратауского, Кегенского и др.). Этап позднепалеозойско-раннемезозойской активизации каледонского массива синхронен заключительным фазам орогенного вулканоплутонизма смежных эвгеосинклиналией. Этот этап сопровождался образованием поясов даек и силлов диабазов, мончикитов, камптонитов, широко развитых в Бекпакдале, Северном Тянь-Шане, Джунгарии, локальным развитием щелочных интрузивных пород пестрого состава, вулканоплутонизма и вулканизма траппового характера (Западное Прибалхашье, Прииртышье), щелочно-базальтоидного с карбонатитами вулканоплутонизма и лампроит-кимберлитового магматизма (Большой Каратау и Чу-Сарысуйская впадина и ее обрамление).

Мезозойский этап ТМА, тесно связанный с предыдущим и не всегда уверенно отчленяемый от него, характеризуется заложением и развитием тафро-рифтогенеза, наиболее полно проявившегося в соседней Западно-Сибирской провинции. Ему свойственно формирование вдоль крупных разновозрастных офиолитовых поясов угленосных и нефтеносных грабенов на фоне общего воздымания территории.

Наиболее молодым является этап эпиплатформенного альпийского дейтероорогенеза, охватившего южную часть территории Казахстана.

Разнообразные аспекты металлогении региона освещены в литературе, в том числе в трудах всесоюзных металлогенических совещаний. Анализ этой литературы свидетельствует о множественности подходов как к освещению самой металлогении рассматриваемого региона, так и к его металлогеническому районированию, один из вариантов которого приведен на рисунке (см. рис. 13). Существуют и другие варианты металлогенического районирования, включая разработанные в последние годы на основе неомобилистских концепций.

Несмотря на разнообразие подходов, ведущим принципом регионального металлогенического анализа остается принцип тесной взаимосвязи и взаимообусловленности процессов литогенеза, тектоники, магматизма и рудообразования, т.е. комплексный формационный анализ осадочных, магматических, метаморфических и рудных формаций и их естественных рядов.

Территория Казахстана и Северного Тянь-Шаня характеризуется значительным разнообразием рудных формаций и их рядов. Так, В.Г.Ли, Г.Ф.Ляпичевым и другими только в пределах Казахстана выделено более пятидесяти (!) металлогенических формаций, представляющих собой естественные ассоциации рудной и материнской геологической формаций. Описываемый регион характеризуется продольной металлогенической зональностью, которая имеет здесь, как и на Урале, ведущее значение. Вместе с тем, в казахстанских палеозоидах отчетливо проявлена и поперечная металлогеническая зональность (рис. 14), учет которой необходим при любых региональных металлогенических построениях.

Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньский регион известен своим разнообразием полезных ископаемых, главными из которых являются руды меди, свинца и цинка, золота, железа, марганца, молибдена, вольфрама, редких и редкоземельных элементов, ванадия, фосфориты, каменный уголь\*. Ведущими видами минерального сырья для Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньской провинции являются медистые песчаники Джекказганского рудного района, медно-порфиновые, медные жильные, золоторудные, молибден-вольфрамовые, оловорудные, железорудные (гидротермально-осадочные и скарновые), барит-полиметаллические (полигенные) месторождения. Основные запасы и прогнозные ресурсы агросырья сосредоточены в фосфоритоносном бассейне Малого Каратау.

Металлогению Чингиз-Тарбагатайского пояса определяют в первую очередь месторождения колчеданно-полиметаллические и каменных углей.

Джунгаро-Балхашская металлогеническая провинция характеризуется разнообразным оруденением: железорудным (гидротермально-осадочным и скарновым), медно-порфировым, медно-скарновым, медным жильным

---

\* В этот перечень не включены хромиты, асбест и другие виды минерального сырья Западного Казахстана и Тургая, рассматриваемые в этой книге при описании Урала.

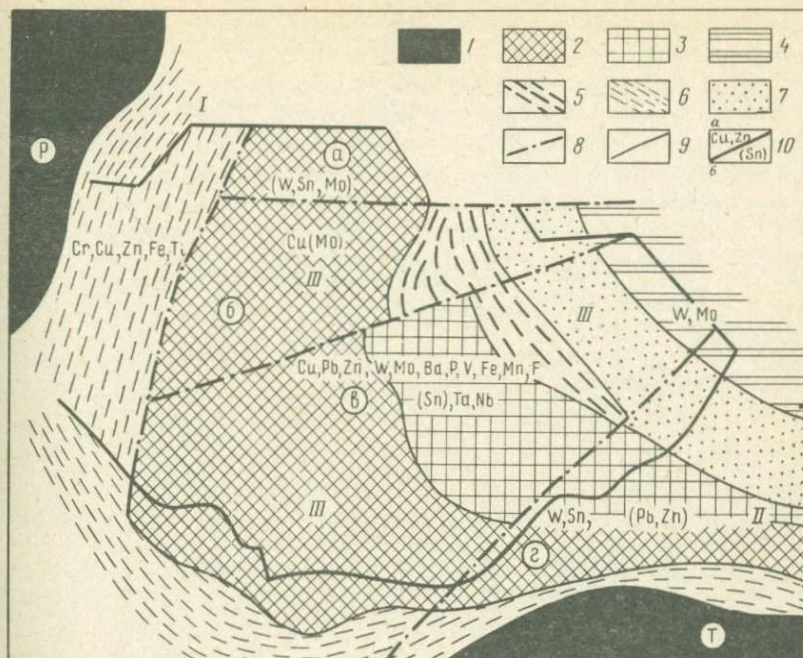


Рис. 14. Поперечная металлогеническая зональность казахстанских палеозоид:

1 — платформы (P — Русская, T — Таримская); 2–4 — мозаичные системы (2 — Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньская, 3 — Джунгаро-Балхашская, 4 — Алтае-Саянская); 5–7 — линейные складчатые системы (5 — Чингиз-Тарбагатайская, 6 — Уральская, 7 — Зайсанская); 8 — фрагменты глубинных разломов; 9 — граница казахстанских палеозоид; 10 — полезные ископаемые основные (a) и второстепенные (б); I–II — ветви Урало-Монгольского пояса; I — Западно-Сибирская, II — Центрально-Азиатская; III — зона их сочленения; блоки мозаичных казахстанских складчатых систем: a — Кокчетавский, б — Акмолинский, в — Балхашский, г — Тянь-Шаньский

(гидротермальным), кварцевожильным и грейзеновым редкометальным, молибден-вольфрамовым, свинцово-цинковым (гидротермально-осадочным, метасоматическим и полигенным).

Редкометально-полиметаллический профиль оруденения имеет каледонская система Северного Тянь-Шаня, в пределах которой выделяется ряд структурно-металлогенических зон: Макбальская (свинец, цинк), Бурханская (вольфрам, олово), Сусамырская (олово, висмут), Центрально-Киргизская (свинец, цинк, висмут), Карабалтинская (свинец, цинк, висмут), Джергалинская (свинец, цинк, олово), Чок-Кеминская (молибден).

Иртыш-Зайсанская металлогеническая провинция (пояс) в целом характеризуется зональным распределением оруденения с преобладанием для Рудного Алтая — колчеданно-полиметаллического (Риддер-Сокольск-

кое, Зырянское, Николаевское месторождения и др.), для Восточной Калбы — комплексного редкометального, а для Белоубинско-Южноалтайской зоны — железорудного и полиметаллического оруденений.

Разнообразные месторождения полезных ископаемых Казахстана и Северного Тянь-Шаня возникли в разные металлогенические эпохи и этапы, при разных эндогенных, в том числе и геодинамических, режимах, принадлежат разным генетическим типам. Так, наряду с магматическими и плутогенными гидротермальными месторождениями черных, цветных и благородных металлов, в рассматриваемом регионе достаточно широко распространено стратиформное осадочное и вулканогенно-осадочное оруденение. В качестве примера можно привести месторождения Центрального Казахстана. Одни из них связаны с прибрежно-морскими отложениями фамена — турне и представлены согласными залежами (Прибалхашье, Причингизье, Сарысу-Тенизское поднятие, Токрауский синклиниорий), другие (стратиформные сульфидно-метасоматические месторождения джезказганского типа) характеризуются приуроченностью рудных формаций к наложенным каменноугольно-пермским орогенным впадинам. Еще один пример — атасуйский тип вулканогенно (гидротермально) -осадочных месторождений (Жайремское и др.) барит-полиметаллических руд в конседиментационных впадинах с углисто-глинисто-карбонатно-кремнистой и резко подчиненной ей контрастной существенно калиевой базальт-риолитовой формациями. Возраст самого оруденения — поздний девон (фамен).

В Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньском регионе рудообразование эволюционировало в полном соответствии с возвратно-поступательным полициклическим развитием этой территории и во времени выражено неравномерно, что связано с неравномерностью проявления материнских геологических формаций. С историко-геологической точки зрения важной закономерностью являются значительная продуктивность на разнообразные полезные ископаемые и максимальный масштаб оруденения герцинского цикла по сравнению с каледонским, специализированным лишь на фосфор и ванадий, с незначительным проявлением золотого, вольфрамового, молибденового и редкометального оруденений. В каждую металлогеническую эпоху рудообразование во времени закономерно эволюционировало от ранне- и позднегеосинклинального через оруденение стадии предорогеной стабилизации к орогенному, от фемического профиля в начале до существенно литофильного, сиалического на заключительных стадиях. В соответствии с этими закономерностями особым разнообразием и интенсивностью оруденения отличаются структуры каледонской консолидации вблизи герцинских систем на геосинклинальном и орогенном этапах развития последних (вследствие сочетания геосинклинальных, орогенных и активизационных процессов рудообразования в зонах сочленения, где распространены месторождения свинца, цинка, меди, железа, редких металлов и др.).

Рассмотрим кратко особенности рудообразования в отдельные металлогенические циклы, эпохи и этапы.

Докембрийские формации (исключая верхнерифейско-вендские, которые открывают собой разрезы казахстанско-северо-тянь-шаньских кале-

донид) вмещают в основном стратиформные железные руды. Подчиненное значение имеет оловянная, колчеданная золото- и серебросодержащая медно-полиметаллическая и колчеданно-полиметаллическая минерализации. Рифейский возраст имеют гидротермально-осадочные (?) магнетит-гематитовые руды Центрального Казахстана, возможно, некоторые месторождения железистых кварцитов Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньского массива, относимых обычно к раннему докембрию. В распределении оруденения намечается четко выраженный формационный контроль. Так, к областям развития раннегеосинклинальной кремнисто-спилит-диабазовой формации нижнего — среднего рифея приурочены крупные скопления джеспилитоидных вулканогенно-осадочных железных руд карсакпайского типа. К этой же эпохе, скорее всего, принадлежат мелкие железорудные (иногда с марганцем) проявления, залегающие в рифейском метаморфическом комплексе Чуйской и Бошекульской зон Кокчетавской глыбы. В существенно терригенных толщах среднего рифея развиты лептохлоритовые руды и бедные железистые кварциты, в верхнерифейских филлитизированных углисто-глинистых сланцах Кокчетавской глыбы — сидериты. К последним также приурочены мелкие стратиформные свинцово-цинковые (с медью) рудопроявления, отличающиеся обогащенностью графитизированных сланцев молибденитом и пирротинном. С завершающими байкальский цикл гранитогнейсами узунжальского комплекса связана рассеянная оловянная минерализация.

С заложением позднерифейско-вендско-палеозойских геосинклиналей связано формирование хромитоносной формации альпинотипных гипербазитов, хотя возраст ее остается дискуссионным. Не исключена разновозрастность этой формации в разных металлогенических провинциях. Кембрийский (возможно и позднепротерозойский) возраст имеют некоторые офиолитовые гарцбургиты и ассоциированное с ними оруденение Чингиз-Тарбагатайского металлогенического пояса. Альпинотипные гипербазиты Чарского пояса в Иртыш-Зайсанской системе, возможно, имеют ордовикский возраст, судя по времени образования связанных с ними пространственно и структурно недифференцированных толеитовых базальтов.

Каледонский металлогенический цикл делится на три подцикла: раннекаледонский, или салаирский, собственно каледонский и позднекаледонский. В салаирский подцикл в эвгеосинклинальных троговых зонах на предорогенной стадии их развития формировалась своеобразная платиноидно-рениево-молибденово-медная минерализация (Бошекульский рудный район). Кембрийский возраст имеет колчеданное медно-полиметаллическое оруденение с барием и золотом (Теркудское месторождение).

В пределах стабильных массивов развиты залежи вендских и нижнекембрийских геосинклинальных фосфоритов и алюмофосфоритов (Малокаратауский бассейн, месторождение Сарысай в Байконурском синклинии), кремнистых пород и баритов (месторождение Чиганак в Западном Прибалхашье), углеродистых ванадиеносных сланцев Большекаратауского бассейна и других районов Казахстана, Северного Тянь-Шаня, содержащих свинец, цинк, барий, фосфор, молибден, редкие земли.

Ранний ордовик (за исключением тремадокского и начала аренигско-

го века) в основном характеризуется минимумом рудообразования, однако с позднего или даже с конца среднего ордовика интенсивность рудообразования вновь возросла. С собственно каледонским подциклом связана золотая, свинцово-цинковая и бариевая минерализация. Возможно, с этим же подциклом связано образование медно-никелевых месторождений в расслоенных основных интрузиях стабилизированных массивов (златогоровский рудный комплекс).

Основные рудные элементы позднекаледонского цикла — медь, золото, второстепенные — барий, свинец, цинк и серебро.

Металлогения этапа, охватывающего конец среднего — поздний ордовик и ранний силур, почти исключительно связана с мощным гранитоидным (тоналит-гранодиоритовым) магматизмом и процессами ТМА докембрийского сиалического цоколя. В это время на северо-западе Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньской системы, в Степнякском рудном районе формировались золоторудные (с мышьяком и сурьмой), а в Космурунском районе — колчеданные медно-полиметаллические месторождения с золотом и серебром. Процессами ТМА обусловлены висмутово-мышьяково-золотая (Васильковское месторождение в Кокчетавском блоке) минерализация.

Герцинский металлогенический цикл характеризуется большей интенсивностью рудообразования и чрезвычайным разнообразием полезных ископаемых. Девон (исключая вторую половину франского века) отличался продуктивностью широкого спектра элементов от группы железа до редких металлов. Это связано с тем, что в этот период широко проявился кислый континентальный магматизм каледонских структур и базальтоидный магматизм герцинских геосинклиналей, приведший к образованию различно дифференцированных вулканических и плутонических рудоносных формаций. Основные компоненты, участвующие в рудообразовании: железо, медь, цинк, золото, титан, фосфор, ванадий, марганец и вольфрам; подчиненное значение имеют олово, ниобий, тантал, никель, кобальт, платиноиды и свинец. В Иртыш-Зайсанской провинции в среднем и верхнем девоне формировались колчеданные медно-полиметаллические месторождения рудноалтайского типа. В зонах распространения колчеданно-полиметаллического оруденения известны мелкие стратиформные скопления оксидных железных руд. Одновременно в других зонах (Пневско-Холзунский рудный район) формируется стратиформное свинцово-фосфорно-железное оруденение. В Степнякском рудном районе Северного Казахстана к березитовому золоторудному комплексу предыдущего (среднеордовикско-раннесилурийского) этапа тяготеет сурьяно-мышьяково-золотая плутоногенная гидротермальная минерализация девона.

Орогенная металлогения данного этапа представлена медной, медно-молибденовой (порфировой), железорудной и золоторудной минерализацией, связанной с вулканизмом, глиноземистой (алюминиевой), приуроченной к щелочным вулканоплутоническим ассоциациям. В консолидированном Кокчетавско-Тянь-Шаньском срединном массиве формировалось молибден-вольфрамовое и в меньшей степени полиметаллическое оруденение.

Позднефранско-раннекаменноугольный этап был временем проявления позднегеосинклинального развития в одних СФЗ, предорогенной стабилизации — в других и процессов ТМА — в третьих, что обусловило особую металлогеническую продуктивность и уникальность этапа. В это время возникли крупные скопления цинка, свинца, меди, бария, железа, фтора и стронция. Из сопутствующих компонентов заметную роль играют серебро, золото и рений. В Иртыш-Зайсанской металлогенической провинции распространено полиметаллическое оруденение этого возраста (Зыряновский и Иртышский рудные районы), в Джунгаро-Балхашской провинции — молибден-медное (порфировое) ренийсодержащее оруденение (Кунрад, Актогай и др.).

Широко развиты стратиформные месторождения цинка, свинца, бария, железа и марганца, залегающие в основном в углеродисто-кремнисто-карбонатных отложениях фамена (месторождения Каражал, Жайрем, Миргалимсай). Барит-полиметаллическое оруденение имеет гидротермально-осадочный генезис и, видимо, обусловлено процессами ТМА. На консолидированных площадях в прогибах формировалось стратифицированное оруденение: в базальных слоях в красноцветных терригенных толщах находится марганцевая минерализация, иногда со свинцом и барием; в вышележащих толщах других прогибов, в которых развиты кремнистые породы, распространено марганцево-железное, баритовое, свинцово-цинковое гидротермально-осадочное и метасоматическое оруденения (Успенская зона, Большой Каратау и др.); свинцово-цинковое оруденение скарнового (Карамазар) и колчеданного (Текели) типа возникло в конце этапа. К этому же времени приурочены флюоритовые проявления ряда районов.

Металлогения среднего и начала позднего карбона определяется золотым и золото-молибденово-медным оруденением в зрелых миогеосинклиналях Иртыш-Зайсанской и других провинций, а также стратиформным рений-свинцово-цинково-медным (медистые песчаники) джекказганского типа. Возможен и более молодой ( $C_3 - P$ ) возраст гидротермального (свинец, рений, медь) оруденения джекказганского типа.

Позднекаменноугольно-пермский этап — это время мощного орогенного гранитообразования, связанного в основном с орогенным вулканоплутонизмом редкометального и вольфрам-молибденового оруденения, а также разнообразного оруденения в связи с процессами ТМА в каледонских структурах и их сиалическом цоколе. К этому этапу относятся гидротермальные месторождения марганца, барита, флюорита (Куланкетпесско-го), свинца и барита (Кашкентенезское месторождение).

Продуктивные на редкие металлы, вольфрам, олово, молибден орогенные гранитоидные комплексы широко развиты на территории Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Наиболее продуктивны комплексы лейкогранитной формации, завершающей главный орогенный цикл, по В.С.Попову. Например, монастырский комплекс в Иртыш-Зайсанской системе, детально изученный А.Н.Леонтьевым [27] и аляскитовой посторогенной формации (акчатауский комплекс Центрального Казахстана и др.).

К концу перми — началу триаса приурочено тантал-ниобиевое оруде-

нение грейзенового типа с висмутом, вольфрамом, реже молибденом, иногда (Верхнезспинское, Каскеленское месторождения и др.) с цирконием и иттрием, церием; золото-серебряно-полиметаллическое (Кокзобойское месторождение), а также богатое молибденом медно-порфировое оруденение. Более продуктивным в это время был щелочной магматизм, связанный с последними деструктивными процессами ТМА в молодой складчатой стране. К нему приурочено скарновое медно-железорудное оруденение (Ирисуйское месторождение и др.).

В платформенный (эпигерцинский) этап образовались разнообразные экзогенные (осадочные и остаточные) месторождения, в том числе россыпные и кор выветривания, бурожелезняковые месторождения лисаковского типа, платформенные бокситовые и др.

С мезозойской ТМА, по-видимому, связаны проявления ртутной формации, известные вдоль разломов по обрамлению молодых поднятий Большого Каратау, Угама, хребтов Джунгарии и даже низкогорных массивов Атасу-Моинтинского района. Пока они считаются непромышленными, однако, как полагают А.В.Авдеев и другие, большие амплитуды молодых движений, высокая сейсмичность и наличие термальных источников по периферии молодых высокогорных поднятий заставляют относиться к их оценке более оптимистично.

#### Алтае-Саянская складчатая область

Алтае-Саянская складчатая область (АССО) и другие складчатые области южного обрамления Сибирской платформы входят в Центрально-Азиатский сегмент Урало-Монгольского подвижного пояса. Почти все

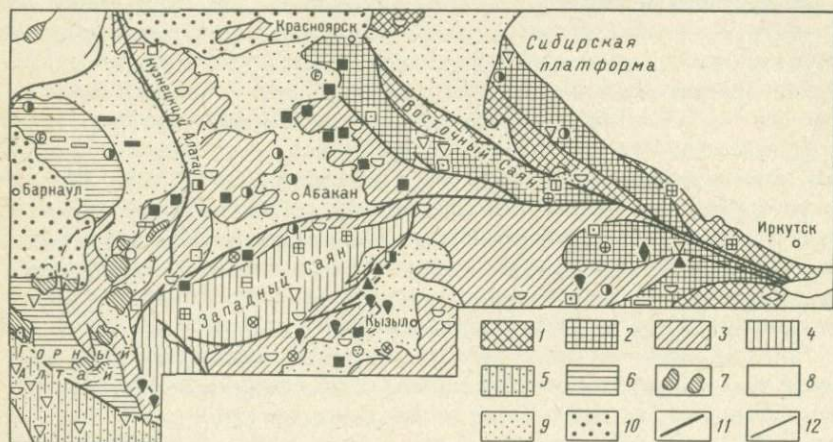


Рис. 15. Структурно-металлогеническая схема Алтае-Саянской складчатой области. По В.А.Кузнецову с дополнениями:

1 — краевые поднятия фундамента Сибирской платформы; 2 — зоны протерозойской (байкальской) складчатости; 3 — зоны кембрийской (салаирской) складчатости; 4

ее элементы продолжаются на территории МНР, поэтому В.Е.Хаиным и другими исследователями АССО отнесена к более обширной Алтае-Саяно-Монгольской позднекембрийско-палеозойской складчатой геосинклинальной области.

Эта гетерогенная складчатая область находится между Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньской областью на юго-западе и юго-западным краем древней Сибирской платформы на северо-востоке. В северо-западном направлении она погружается под мощный чехол Западно-Сибирской плиты, а на востоке постепенно переходит в Монголо-Охотскую складчатую область (рис. 15).

### Структурно-тектоническое районирование и краткий очерк геологического строения

АССО состоит из отдельных элементов — складчатых геосинклинальных систем, нередко имеющих торцовые сочленения друг с другом. Наиболее крупными тектоническими подразделениями в пределах этой области являются: Томь-Колыванская зона, Горный Алтай, Кузнецкий Алатау, Горная Щория, Западный и Восточный Саян, Бийско-Барнаульская, Кузнецкая, Тувинская, Минусинская впадины.

Слагающие данную область отдельные складчатые системы различаются по времени начала и завершения геосинклинального режима и обладают достаточно выраженной автономностью геологического развития, отличаются особенностями глубинного строения. Большая байкало-каледонская часть региона характеризуется в отличие от строго линейной зоны герцинской складчатости мозаичным строением.

Многие вопросы геологии, тектонического и металлогенического районирования АССО, как и других звеньев УМПП, часто являются предметом дискуссий. Одна из наиболее актуальных проблем — место и природа байкалитид в АССО. Так, А.Б.Дергунов, рассмотревший геологическую историю этой складчатой системы с неомобилистских позиций, полностью отрицает наличие древнего, допалеозойского фундамента на большей части территории АССО. Большинство исследователей, которые признают существование байкалитид в АССО, придерживаются разного мнения относительно существования геосинклинального режима в допалеозойской истории региона. Другой вопрос — о формационной принадлежности мощной флишоидной горноалтайской серии позднего кембрия — раннего ор-

---

— зоны каледонской складчатости; 5 — зоны каледонско-герцинской (Чарышко-Теректинская и др.) складчатости; 6 — Ануйско-Чуйская каледонско-герцинская зона; 7 — герцинские гранитоидные комплексы; 8 — Сибирская платформа и герцинские структуры Иртыш-Зайсанской складчатой системы; 9 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 10 — мезозойско-кайнозойские прогибы; 11 — зоны глубинных разломов; 12 — границы структурно-формационных и металлогенических систем и мегазон. Главнейшие рудноформационные и геолого-промышленные типы месторождений полезных ископаемых см. на рис. 7, 13

довика, развитой на Салаире, в Западном Саяне, в Уйменско-Лебедской и Ануйско-Чуйской зонах Горного Алтая и далее на юг — в Монгольском Алтае. Одни исследователи рассматривают ее как миогеосинклинальную в составе поздних каледонид, другие — исключают горноалтайскую серию из геосинклинального комплекса и соответственно относят зоны ее развития к салаиридам. Первая точка зрения является в настоящее время господствующей. Этим не ограничивается круг нерешенных вопросов, но даже перечень некоторых из них показывает сложность трактовки геологического строения и развития АССО, объективно отражающую гетерогенность этого региона.

На площади АССО известны срединные массивы, разновозрастные складчатые геосинклинальные системы с блоками — выступами образований кристаллического фундамента и ранней консолидации в их пределах, а также зоны краевых структурных швов повышенной проницаемости — глубинные разломы.

Байкальская геосинклинальная складчатая система развита в пределах Восточного Саяна (за исключением его юго-западного склона) и Енисейского кряжа. Образовалась она на коре континентального типа. Доорогенный этап ее развития приходится на средний и частично поздний рифей. Орогенный режим существовал в позднем рифее — венде, а к началу кембрия система превратилась в платформу. От древней Сибирской платформы эта система отделена передовым прогибом, выполненным молассовой формацией верхнего рифея — нижнего кембрия мощностью до 3—4 км.

До недавнего времени в качестве типичной области проявления байкальской складчатости рассматривался Восточный Саян. В Центральном (Дербинском) его антиклинории развита интенсивно деформированная метаморфическая (карбонатно-гнейсово-амфиболитовая) толща пород мощностью до 6 км, традиционно расчленяемая на три свиты. В результате стратиграфических и палеонтологических исследований последних лет получены данные о распространении в регионе (среди считавшихся докембрийскими) нижнепалеозойских образований. Все эти данные, наряду с широким распространением надвигов, послужили основанием для ряда исследователей считать Восточный Саян областью каледонской складчатости с развитием покровно-чешуйчатых структур.

Докембрийский кристаллический фундамент распространен в пределах Гарганской глыбы, где он представлен гнейсово-амфиболитовой формацией, метаморфизованной в гранулитовой и затем амфиболитовой фациях и имеющей возраст 2370—1900 млн лет (K-Ar метод). Эта формация была прорвана гранодиоритами и плагиогранитами, позднее превращенными в ортогнейсы. Дорифейская формация несогласно, с аркозовыми песчаниками и конгломератами в основании, перекрыта существенно карбонатной монгошинской свитой, метаморфизованной в фации зеленых сланцев. Возраст монгошинской свиты по строматолитам и онколитам определяется как рифейский, хотя если судить по новым находкам палеозойской фауны в юго-западной части глыбы, в состав свиты включены, по-видимому, и палеозойские отложения.

Архейско-нижнепротерозойские образования установлены также в

древних Сангиленской и Хамар-Дабанской глыбах смежного с юга Тувино-Монгольского срединного массива. Они представлены высокометаморфизованными отложениями амфиболитовой фации (гнейсовый комплекс Хамар-Дабана и Восточного Сангилен). В Сангилене обнаружены реликты архейского гранулитового комплекса, включающего гнейсы, мраморы и чарнокиты.

В целом же архей-нижнепротерозойские образования сохранились в виде отдельных блоков — останцов, так как добайкальские складчатые сооружения карелид в АССО были значительно переработаны в позднедокембрийский этап ее развития.

Рифейские отложения несогласно перекрывают складчатый карельский фундамент и наиболее полно представлены на северо-западном погружении Восточного Саяна, в долинах Енисея и его правого притока — р. Маны; прослежены они и в нагорье Сангилен, где представлены карбонатной толщей, метаморфизованной в зеленосланцевой фации. На них полого залегают осадочные отложения кембрийского чехла срединного массива. В Восточном Саяне рифейские образования представлены мощной (около 6 км) толщей темных до черных углисто-кремнисто-глинистых сланцев с подчиненными кварцито-песчаниками и эффузивами среднего, реже кислого состава в нижней части, известняков с прослоями сланцев — в средней и основных вулканитов — в верхней. Такой разрез является переходным от мио- к эвгеосинклинальному. На востоке Восточного Саяна, в пределах Манского прогиба на рифейский комплекс налегает вендская моласса и карбонатно-терригенная формация кембрия.

По-видимому, одновременно с Манским прогибом Восточного Саяна формировался Сархой-Боксонский прогиб Тувино-Монгольского срединного массива, разделяющий Хамардабанскую и Сангиленскую глыбы. В течение верхнего венда — раннего и среднего кембрия здесь сформировался карбонатный разрез, подстилаемый обломочной толщей молассового типа. В низах карбонатного разреза нижнего кембрия установлена повышенная фосфатоносность, а к его средней части приурочены бокситы.

Зоной байкалид, значительно переработанной в эпоху салаирского тектогенеза, является собственно Тувинская часть срединного массива, относимая некоторыми исследователями к салаиридам.

В связи с развитием более молодых геосинклинальных систем зоны байкалид АССО испытали неоднократную тектономагматическую активизацию, следствием чего явилось формирование в пределах байкальской системы наложенных впадин (Тоджинской, Тувинской, Рыбинской).

Господствующее положение в АССО занимают ранние и поздние каледониды. По совокупности геолого-геофизических данных, характеризующих различные состояния и мощности коры, на площади развития каледонид можно выделить два мегаблока. В пределах одного из них развиты образования раннекаледонского (салаирского) этапа, в другом — поздние каледониды. Границей мегаблоков служит Северо-Саянский глубинный разлом, к которому приурочена крупная гравитационная ступень, магнитный максимум и резкая смена мощностей континентальной коры. Область развития ранних каледонид характеризуется в целом мозаичной глы-

бовой структурой с подчиненными ей отдельными линейными элементами. Раннекаледонская (салаирская) система охватывает Кузнецкий Алатау, Горную Шорию, фундамент Минусинских впадин, юго-западный склон Восточного Саяна (Сисим-Казырская зона), Чарышско-Теректинскую зону Горного Алтая. Система салаирид на востоке, северо-востоке и юге по глубинным разломам граничит с байкалидами Восточного Саяна и поздними каледонидами Западного Саяна. Единство салаирской системы в плане нарушается вклиниванием в ее пределы Тувино-Монгольского докембрийского массива (см. рис. 15).

Выступы фундамента и наложенные на салаириды прогибы обуславливают сложность структурного плана раннекаледонских систем. В девоне и позднем палеозое здесь активизировалась тектономагматическая деятельность, связанная с развитием герцинид: возобновились блоковые движения на фоне общего поднятия области, формировались межгорные прогибы с континентальным режимом осадконакопления, интенсивно развился магматизм при значительной роли субэразального вулканизма. С этим этапом ТМА связано формирование таких крупных прогибов, как Минусинский, Кузнецкий и другие, выполненных отложениями пестроцветных лагунно-континентальных формаций с углями и вулканитами различного состава (андезит-риолитового, трахириолит-трахибазальтового и др.). В разделяющих прогибы поднятиях и в пределах выступов древних структур в раннем — среднем девоне проявились рудоносные щелочно-сиенитовая и гранит-лейкогранитная формации.

Основной период геосинклинального развития ранних каледонид — поздний рифей, венд и ранний кембрий. В среднем и позднем кембрии произошли замыкание геосинклинали, складчатость, местами накапливались сероцветная терригенная (нижняя) моласса и вулканогенные образования андезитовой, трахитовой, трахириолитовой формаций. По мнению В.Е.Хаина и других, средний — поздний кембрий в салаиридах АССО — это время их орогенного развития. В ордовике и силуре здесь была область высокого стояния с преимущественным развитием процессов пенепленизации и денудации. В девоне, позднем палеозое и в мезозое зоны салаирской складчатости подверглись процессам повторного орогена и рифтогенной ТМА.

Система поздних каледонид развита в пределах Западного Саяна и Чарышско-Теректинской зоны Горного Алтая. Начало геосинклинального развития в этих зонах было одновременным с заложением эвгеосинклиналей в салаиридах. Завершение геосинклинального режима приходится соответственно на кембрий в первой зоне и начало силура — во второй. Консолидация отдельных зон происходила неодновременно. В целом в рассматриваемом регионе орогенный период наступил в силуре — девоне.

Наиболее типичные структуры поздних каледонид — Западно-Саянский и Тувинский прогибы, выполненные мощным и полным терригенным комплексом пород. Толщи силура выполняют простые брахиформные синклинали (морская нижняя моласса). Девонские и более молодые толщи, существенно континентальные, уже входят в состав верхней молассы. Западно-Саянский и Тувинский прогибы, некогда сообщавшиеся между

собой, по мнению В.А.Амантова и П.С.Матросова, можно считать частями обширной позднекаледонской Горно-Алтайско-Тувинской геосинклинали, но на Горном Алтае полная консолидация произошла позднее (на границе позднего силура — раннего девона), чем в Туве.

Особое место в АССО занимает Салаир. Он характеризуется длительным геологическим развитием в палеозое. Здесь известны образования всех систем и большей части отделов палеозоя. В разрезах преобладают геосинклинальные отложения. Тектонические движения происходили на границе алданского и ленского веков раннего кембрия, перед средним кембрием, тремадоком, ранним силуром, живетом и поздним девонем. Салаир, по-видимому, представляет собой особую структуру длительного сквозного каледоно-герцинского развития.

Формирование Салаира происходило в течение нескольких этапов, при этом от этапа к этапу падала его "геосинклинальность" и разрасталось консолидированное ядро. В конце силура произошли складчатые движения. На поздний силур — живет приходится этап субплатформенного развития Салаира. В конце девона — раннем карбоне эта СФЗ вновь была вовлечена в геосинклинальное развитие. Решающую роль в формировании складчато-надвиговой структуры Салаира сыграли герцинские тектонические движения.

Неоднозначно решается вопрос о времени формирования Ануйско-Чуйской синклинойной зоны и ее южного продолжения — Юстыдского прогиба, разделяющих в современном структурном плане Горный Алтай и Западный Саян. В.Е.Хаин относит Ануйско-Чуйско-Юстыдскую зону к поздним каледонидам, В.А.Кузнецов и другие — в основном к герцинским сооружениям. По нашему мнению, основанному на личном опыте изучения Южной (Делюно-Юстыдской) части СФЗ в Западной Монголии, Ануйско-Чуйско-Юстыдская зона является структурой длительного (бициклического) каледонско-герцинского развития. В разрезе зоны представлены два структурных яруса — нижний (верхний кембрий — средний девон) и верхний (средний девон — нижний карбон). В северной части зоны основание разреза сложено горноалтайской терригенной флишоидной формацией (верхний кембрий — нижний ордовик), переходящей выше без видимых перерывов и несогласия в карбонатно-терригенную толщу (средний ордовик — нижний силур). Завершает геосинклинальный разрез карбонатная формация верхнего силура. На геосинклинальный комплекс несогласно налегает каледонская моласса, представленная пестроцветной обломочной формацией нижнего и андезитовой формацией среднего девона. В южной части СФЗ (Юстыдский прогиб) эйфельская моласса с большим перерывом и несогласием залегают на отложениях горноалтайской серии (верхний кембрий — нижний ордовик).

Верхний структурный ярус отделен перерывом и несогласием от нижнего и начинается с контрастно-дифференцированной вулканогенной толщи диабазовых порфиритов и кварцевых кератофиров нижней части живетского яруса. В позднеживетско-раннефранское время образовалась темно-серая, местами черносланцевая, иногда частично карбонатная флишоидная терригенная формация. Эти две формации нередко рассматриваются

как геосинклинальные герцинского цикла. В течение позднего франа, фамена и раннего турне здесь вновь формировалась типично континентальная орогенная моласса, местами замещаемая наземными вулканитами порфировой формации. Обращает на себя внимание значительная дислоцированность каледонского комплекса и крайне слабая — герцинского.

В целом описываемая СФЗ похожа на восточный борт Тагильского прогиба Главной эвгеосинклинали Урала, где каледонский комплекс представлен геосинклинальными образованиями, а верхний (герцинский) структурный ярус — производными тектономагматической активизации, проявленными одновременно с геосинклинальным развитием соседних зон.

АССО в послесилурийский этап своего развития пережила явления многоэтапной ТМА консолидированных складчатых зон и внутриконтинентального рифтогенеза, сопряженных с движениями в более молодых эвгеосинклинальных зонах. Структуры среднего и позднего палеозоя имеют унаследованный или наложенный характер. Они развиты преимущественно в краевых частях, выступов байкалид или каледонид, примыкая к структурам зон герцинской консолидации. Им свойственны обильные проявления кислого и щелочного девонского (граносиенит-сиенитовой, граносиенит-гранитной формаций) и позднепалеозойского магматизма. Примером последних является раннепермская гранитная формация Горного Алтая — аналог калбинского комплекса Обь-Зайсанской складчатой системы.

В отдельных зонах и блоках АССО широко развиты щелочногранитоидные, щелочноабброидные и щелочнультраосновные формации различных этапов ТМА.

Глубинное строение АССО изучено достаточно хорошо. В глобальном плане, на уровне сверхглубоких неоднородностей литосферы, выраженных в аномалиях геопотенциалов Земли, АССО размещается в пределах Центрально-Азиатского минимума. Внутри Алтае-Саянской области выделяются неоднородности коры более низких иерархических рангов, например, Минусинская купольно-кольцевая структура. В соответствии с общепринятыми взглядами разрез земной коры АССО представляется в виде неоднородной плоско-расслоенной среды, основными границами расчленения которой являются поверхности Мохо, Конрада и кристаллического фундамента. Глубина залегания поверхности Мохо колеблется от 34 до 53 км. Мощность земной коры увеличивается в Восточном Саяне, Горном Алтае, Тувино-Монгольском срединном массиве и частично в Западном Саяне. Средняя мощность земной коры в Кузнецком Алатау составляет 47—49 км. Резкая положительная степень в глубине залегания поверхности Мохо наблюдается на границе Кузнецкого Алатау и Кузнецкой герцинской впадины. В пределах последней мощность земной коры составляет всего 36—38 км. Подъем поверхности верхней мантии отмечается также в направлении Западно-Сибирской низменности и в Минусинском герцинском прогибе.

Для региона характерно блоковое строение: в физических полях обособляются разноразмерные блоки неодинаковой "основности" и зрелости земной коры и с разной глубиной залегания поверхностей Мохо, Конрада

и границы, соответствующей поверхности кристаллического фундамента. К границам блоков приурочены градиенты напряженности поля силы тяжести, совпадающие с зонами Северо-Саянского, Кузнецко-Алтайского и других глубинных разломов, проникающих в мантию.

Поднятия (выступы) и прогибы рельефа поверхности Конрада и разная толщина мощности "базальтового" слоя в отдельных СФЗ свидетельствуют о его блоковом строении и ступенчатом характере залегания нижней и верхней границ. Мощность базальтового слоя значительно колеблется (например, в Кузнецком Алатау от 27 до 33 км) и максимальна в зонах с фемическим основанием (кора океанического типа).

Анализ остаточных аномалий силы тяжести и физических свойств пород свидетельствует о плотностной неоднородности базальтового и переходного (кора — мантия) слоев. Так, в Кузнецком Алатау как положительные, так и отрицательные аномалии соответствуют одним и тем же значениям мощности базальтового слоя. Наименьшей мощностью базальтового слоя и наибольшей — гранитно-метаморфического характеризуются СФЗ и блоки с древней и вновь образованной континентальной корой. Обратная картина наблюдается в эвгеосинклинальных зонах с фемическим основанием (корой океанического типа). Например, внутренний эвгеосинклинальный прогиб западной части Кузнецкого Алатау, по данным Л.В.Алабина характеризуется: 1) поднятием поверхности мантии; 2) поднятием верхней границы базальтового слоя; 3) повышенной мощностью базальтового слоя; 4) увеличенной плотностью нижнего горизонта базальтового слоя; 5) сокращенной мощностью гранитно-метаморфического слоя.

Широко развиты участки земной коры переходного, фемическо-салического типа, которые, по совокупности основных геофизических параметров и геолого-геофизических признаков, занимают промежуточное положение между эвгеосинклиналями и блоками срединных массивов с древней континентальной корой. Таким образом, АССО характеризуется слоисто-блоковым строением верхней части литосферы и тесной связью поверхностных структур земной коры с глубинными, т.е. так же, как на Урале.

### Основные этапы развития

Рассматриваемая территория характеризуется длительным и сложным развитием, что обусловило ее гетерогенность и разнообразие промышленно-генетических типов полезных ископаемых, определяющих специфику металлогении АССО.

В раннем докембрии этот регион являлся составной частью единого суперконтинента Пангеи. Тектоническая и эндогенная активность дорифейского периода привели к формированию сложной системы структур, главными элементами которой были гранитогнейсовые области и разделяющие их зеленокаменные пояса архейского фундамента, подвижные пояса — протогеосинклинальные и протоорогенные (впадины), эпикратонные вулканические пояса нижнего протерозоя.

Коренные изменения в стиле тектогенеза произошли в позднем докембрии, т.е. в самом начале неогена. Большинство исследователей связывает их с расколом суперконтинента Пангеи, на границе раннего протерозоя и рифея, расхождением континентов Лавразийской группы и Гондваны и заложением в Центрально-Азиатской части Урало-Монгольского пояса межконтинентальной геосинклинали.

Мегахрон неогена включает байкальский, салаирско-каледонский и герцинский этапы геосинклинального развития АССО и непосредственно прилегающих к ней других геосинклинальных складчатых систем. В геологической истории региона происходили неоднократные смены этапов растяжения (рифтогенеза и собственно геосинклинального развития), сжатия (скупивания) и орогенных блоковых движений. Наиболее широкий раздвиг с обнажением коры океанического типа, очевидно, был в рифее. Предположительно рифейский возраст принимается для древнейших метаофиолитов АССО, развитых в Северном Сангилене (Тува), на основании сходства их по ряду признаков с аналогичными образованиями Байкало-Муйского офиолитового пояса. Время формирования последних в глубоких расколах относительно маломощной коры вполне надежно установлено по среднерифейскому возрасту перекрывающей их олистостромы, содержащей в коррелятивных осадках органические остатки.

На ранних стадиях развития байкалитид формировались эвгеосинклинальные приразломные прогибы с раннегеосинклинальными базальтоидными вулканитами, интрузиями альпинотипных гипербазитов и расслоенных габбро-перидотитовых массивов с месторождениями хромитов, хризотил-асбеста, титаномагнетитов, а также медно-никелевой минерализацией. Существует мнение, что в байкальскую эпоху геосинклинальный режим в южном обрамлении Сибирской платформы не проявился вообще.

В среднем рифее в результате гренвилльских тектонических движений произошла некоторая консолидация (предорогенная стабилизация) Енисейско-Саянской системы, выразившаяся в смене терригенно-вулканогенных образований терригенно-карбонатной формацией верхов среднего — низов верхнего рифея.

На рубеже около 850 млн лет, т.е. в середине позднего рифея, произошли весьма интенсивные складчатые деформации, сопровождавшиеся синкинематическим гранитообразованием. Гранитоиды этого комплекса известны в Восточном Саяне, Кузнецком Алатау (Томская глыба) и на Сангилене. Их петротипом является посольно-ангарский комплекс Енисейского кряжа.

В результате байкальского диастрофизма произошло образование на значительных площадях фемическо-сиалической коры переходного типа с крупными срединными массивами (Тувинно-Монгольский) и мелкими глыбами — обломками дорифейской континентальной коры. В байкальскую эпоху в южном обрамлении Сибирского кратона широкое развитие получила система краевых перикратонных структур, эпиконтинентальных трогов и авлакогенов.

С конца позднего рифея в зонах байкальской складчатости наступил орогенный режим, в результате которого возникли наложенные (межгор-

ные) впадины и прогибы (например Манский и др.). Выполняющие их терригенно-обломочные отложения принадлежат нижней и верхней моласе, разделенным перерывом и несогласием. К нему приурочено внедрение гранитов с возрастом 670 млн лет, известных в Восточном Саяне и Саянгилене.

Начиная с раннего кембрия, в зонах байкальской складчатости начался длительный мегаэтап платформенного развития, время от времени прерываемый процессами тектономагматической активизации.

С середины позднего рифея, т.е. с рубежа 850 млн лет принципиально по-другому развивалась значительная часть АССО, на площади которой начался салаиро-каледонский геосинклинально-орогенный мегаэтап развития.

Как отмечает В.Е.Хаин [44], конец рифея — начало венда (?) на значительной территории (от Иртышского разлома на западе до Восточно-Саянского на востоке) были временем проявления эвгеосинклинальных условий и становления коры океанического типа, вероятнее всего, в процессе мощного раздвига (или серии раздвигов). Незахваченными этим процессом оказались лишь отдельные блоки раннекембрийской континентальной коры (Гарганская глыба Восточного Саяна, Сангиленская и Хамардабанская глыбы в ядре Тувино-Монгольского массива) и более молодой и тонкой коры переходного типа, сформированной в ходе гренвильско-байкальского тектогенеза и магматизма (Томский, Чулышманский, Бийский и другие блоки). У некоторых исследователей (А.Б.Дергунов, Н.Н.Херасков и др.) существуют возражения против такой трактовки природы большей части подобных блоков, например, Теректинского на Горном Алтае, сложенного целиком, по их мнению, палеозойскими образованиями и имеющего аллохтонное строение.

Начало каледонского (точнее раннекаледонского или салаирского) цикла в геосинклинальных системах АССО документируется образованием верхнерифейско-вендских офиолитов, наиболее полно сохранившихся в обрамлении Гарганской глыбы в Восточном Саяне, в обрамлении Сангилены в Туве и в Западном Саяне. В первом случае разрез офиолитов включает: дунит-гарцбургитовый комплекс, кумулятивный верлит-пироксенит-габбровый комплекс, нижнее габбро, верхнее габбро, комплекс параллельных даек и перекрывающие вулканиты. В вулканогенной части разреза выделяется три типа пород: высокотитанистые толеиты океанического типа, породы марианит-бонинитовой серии, островодужные андезитобазальты и андезиты. Н.Л.Добрецовым, Э.Г.Конниковым и другими предполагается следующая эволюция геологических процессов при их формировании: становление коры океанического типа в малых бассейнах типа окраинных морей с высокотитанистыми диабазами и вулканитами; заложение островной дуги на фундаменте океанического типа, сопровождающееся излияниями лав марианит-бонинитовой серии; развитие островной дуги, выражающееся в накоплении вулканогенных образований известково-щелочного ряда.

В Западном Саяне и Туве, по данным А.А.Меляховецкого и Е.В.Склярова, офиолиты залегают в виде крупных аллохтонов с относительно нена-

рушенной (закономерно-слоистой) структурой и в виде офиолитокластов в олистостромах.

Окончание офиолитообразования в АССО фиксируется по возрасту эффузивов и кремнистых пород, непосредственно перекрывающих офиолиты, и соответствует венду (возможно, концу венда) в Туве и Западном Саяне и предположительно началу кембрия в Восточном Саяне (по аналогии с достоверными данными по Северной Монголии). В Западном Саяне и Туве присутствует среднекембрийский меланжево-олистостромовый комплекс, содержащий кластогенный материал офиолитов. После формирования этого комплекса, в среднем — позднем кембрии происходило интенсивное гранитообразование, когда образовались гранитоиды габбро-диорит-плагиогранитной формации (маинский и таннуольский комплексы Западного Саяна и Тувы). В Восточном Саяне олистостромы кембрийского возраста неизвестны. Для части олистостром условно можно принять ордовикский возраст (в составе выделяемых здесь ильчирской и мангатгольской свит). Но основная масса офиолитокластовых олистостром имеет, очевидно, позднесилурийский возраст. Непосредственно вслед за ними формировались тоналит-плагиогранитная, реже габбро-гранитоидная формации предорогенной стабилизации, которые имеют возраст около 400 млн лет<sup>1</sup>. Гранитоиды принадлежат сумсунурскому (холбинскому) комплексу Восточного Саяна, большепорожскому и ольховскому комплексам Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. Они местами, как и более древние формации, перекрыты средне-верхнедевонской орогенной молассой.

Таким образом, развитие салаиро-каледонской геосинклинали АССО и ее обрамления проходило на рифейском фундаменте и носило на начальной стадии, по мнению большинства исследователей, характер рассредоточенного рифтинга по сети глубоких расколов с обнажением в отдельных зонах коры океанического типа и сохранением в других блоках геоантиклинального режима и коры переходного типа. Магматические комплексы, проявленные в салаиро-каледонском поясе АССО, представлены по существу всем набором магматических формаций подвижных зон, прошедших полный цикл геосинклинали развития и начинающихся с типоморфных для начальной рифтогенно-геосинклинали стадии офиолитов.

Консолидация каледонских структур произошла в два этапа — в среднем кембрии (салаириды) и ордовике (поздние каледониды). Стабилизация складчатых систем сопровождалась становлением больших масс гранитоидов, варьирующих по составу от низкощелочных малокалиевых гранитоидов (тоналит-гранодиорит-трондьемитового ряда) в фемических зонах эвгеосинклинали типа до гранитоидов повышенной щелочности (монцодиорит-граносиенит-гранитного ряда) в структурах с сиалическим типом разреза.

Ордовикско-силурийский этап в геологической истории АССО характеризуется снижением тектономагматической активности. Большую часть

---

<sup>1</sup> Как видим, эта кульминация гранитообразования на рубеже силура и девона проявилась почти во всех звеньях УМПП.

описываемой территории в это время занимал консолидированный салаиро-каледонский массив. И лишь в немногочисленных прогибах (Тувинский, Алтайский, Хангай-Хэнтэйский в соседней Монголии) накапливались флишеидные и молассоидные преимущественно терригенные толщи. Гранитоидный магматизм ограничивался на Алтае и в прилегающих к нему районах, позднесилурийскими орогенными гранитоидами Западного Саяна например, описанными П.С. Антоновым; в меньшей мере он был развит в Туве.

В начале раннего девона произошло значительное усиление эндогенной активности с заложением рифтогенных зон ТМА, когда на плечах эпиорогенных структур (в частности, Минусинской группы межгорных впадин) в центральной части Мариинской Тайги (Кузнецкий Алатау) возникли узкие линейные палеорифты с магматизмом повышенной щелочности (Кия-Шалтырский, Белогорский, Горячегорский и другие щелочно-габброидные массивы и комагматичные им эффузивы и субвулканические породы нижнедевонской быскарской серии). Аналогичные образования известны на севере МНР.

В дальнейшем одновременно с заложением и развитием герцинских геосинклинальных систем по периферии и в обрамлении АССО продолжалось ее постконсолидационное развитие с неоднократными проявлениями процессов повторного орогенеза и отраженной ТМА.

В заключение отметим длительное и полициклическое развитие АССО с неоднократным повторением конструктивных и особенно деструктивных процессов ее геологической истории. Рассматриваемая область включает три разновозрастные складчатые системы: байкальскую (восточная часть АССО), салаиро-каледонскую (ее центральная часть и прилегающая территория Юго-Западного Забайкалья) и герцинскую (северо-запад Горного Алтая). Внутри каждой системы наблюдается латеральная зональность от фемических эвгеосинклинальных зон с корой океанического типа через миогеосинклинальные зоны с корой переходного типа к срединным массивам с фемическо-сиалической и сиалической (древней континентальной) корой, т.е. та же симметричность развития структур, что и на Урале.

На начальных и ранних стадиях развития каждой складчатой системы проявились формации офиолитовых серий, включающие зеленокаменно-измененные базальтоидные вулканические комплексы толеитового ряда, альпинотипные гипербазиты, малые субвулканические интрузии и дайковые комплексы габбродиабазового и плагиогранит-габбрового состава. В последующую (геосинклинальную) стадию формируются сложные базальт-андезит-дацит-риолитовые вулканические ассоциации, а вслед за ними (очевидно, уже в стадию предорогенной стабилизации) расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии разнообразного состава и соответственно неодинаковой металлогенической специализации (медь, никель, титан и др.). Их изучением в последнее десятилетие занимается группа новосибирских ученых под руководством Г.В. Полякова.

Консолидация геосинклинальных складчатых систем завершается массовым гранитообразованием с формированием гранитоидов тоналит-гранодиоритовой, монцодиорит-гранитной и других формаций, объединя-

емых сибирскими геологами в формационный тип гранитоидных батолитов пестрого состава. Следовательно, общий ход эволюции магматизма, а также осадконакопления, в пределах каждой из названных систем укладывается в типовую схему последовательности магматических и осадкообразующих процессов в развитии подвижной зоны. Магматизм и осадконакопление, проявившиеся после консолидации каждой из разновозрастных складчатых систем, связаны с последующей активизацией, обычно сопряженной с развитием соседних подвижных зон более поздней консолидации.

Большое влияние на многие особенности разновозрастных подвижных (эв- и миогеосинклинальных) зон рассматриваемой территории, в частности характер осадконакопления, магматизма и металлогении, оказывало положение этих зон по отношению к Сибирскому кратону. В настоящее время установлена крупноплощадная латеральная зональность магматизма, проявляющаяся в рамках всего южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Она заключается в нарастании роли магматических ассоциаций повышенной щелочности всех возрастов и классов с приближением к краю платформы, что должно учитываться при металлогеническом анализе этой территории.

### Краткий обзор особенностей металлогении

Алтае-Саянская полициклическая металлогеническая провинция характеризуется значительным разнообразием полезных ископаемых, среди которых ведущую роль, как и на Урале, играют оруденения фемического профиля, (железо, титан, марганец, медь, свинец, цинк, кобальт, ртуть, асбест, тальк, нефрит и др.), связанное с начальными (рифтогенно-геосинклинальными) и эвгеосинклинальными гипербазит-базитовыми комплексами (см. рис. 15). Месторождения литофильных элементов, для которых типична связь с магматизмом сиалического ряда (молибден, вольфрам, редкие земли, флюорит и др.), имеют подчиненное значение.

Внутри металлогенической провинции В.А.Кузнецовым и Ю.В.Ильинским выделены структурно-металлогенические зоны, различающиеся особенностями слагающих их рядов геологических и рудных формаций, тектонической эволюции, типом земной коры и др. При этом в первую очередь учтены результаты тектонического (структурно-формационного) районирования. Отличая схем металлогенического районирования АССО, составленных другими авторами, незначительны по сравнению с указанной.

Формирование месторождений полезных ископаемых металлогенической провинции АССО происходило в течение нескольких металлогенических эпох (байкальской, салаиро-каледонской, герцинской). Для образования месторождений полезных ископаемых своеобразного, существенно фемического, профиля данного региона важнейшее значение имеет ранне-геосинклинальная и начальная рифтогенно-геосинклинальная стадия развития каледонид (особенно салаирид) и посторогенная стадия с развитием на ее фоне ТМА. Для первой характерны месторождения железа, меди, свинца, цинка, фосфора, асбеста, благородных металлов и других полез-

ных ископаемых; для второй — молибдена, вольфрама, ртути, кобальта, железа, флюорита и другие, связанные с системами глубинных разломов, активизированных в позднем палеозое и мезозое.

В древнейших, дорифейских образованиях фундамента Тувино-Монгольского срединного массива и блоков внутри салаирид известны незначительные по масштабам проявления узкого круга полезных ископаемых. Так, например, с раннепротерозойскими гранитоидами Восточного Саяна и Сангилены связаны слюдоносные и редкометалльные пегматиты. Более продуктивной для металлогенической провинции АССО явился готский металлогенический этап (1900—1650 млн лет). Здесь в первую очередь следует отметить кремнещелочные метасоматиты в зонах смятия и лейкограниты Восточного Саяна, к которым приурочена комплексная редкометалльная и редкоземельная минерализации (олово, вольфрам и другие элементы).

Разнообразие полезных ископаемых и масштабы промышленного оруденения достигают несколько большего размаха в байкальскую эпоху. Так, на востоке металлогенической провинции, в Иркутской области, разведано Мало-Тагульское месторождение ильменит-титаномагнетитовых руд в связи с крупным докембрийским массивом метагабброидов. По значительным запасам богатых руд, возрасту, составу руд и вмещающих пород, а также типу метаморфизма это месторождение близко к Кусинско-Копанской группе месторождений западного склона Южного Урала. С гранитоидными комплексами байкальского этапа связаны месторождения слюдяных пегматитов, проявления редких металлов.

В Западном Саяне известны рифейские железистые кварциты. Салаиро-каледонский металлогенический этап — решающий в становлении рассматриваемой металлогенической провинции. Ранней геосинклинальной стадии этого этапа свойственны преимущественно фемический профиль металлогении и месторождения колчеданно-полиметаллических руд, железа, меди, никеля, хрома, хризотил-асбеста, марганца, титана.

Хромитовое оруденение развито в основном в Восточном Саяне в связи с гипербазитами двух типов: дунит-гарцбургитовой альпипо-типной формации эвгеосинклинальных зон и миогеосинклинальной (или платформенной, по мнению других исследователей) стратиформной перидотит-ортопироксенит-норитовой формации, т.е. так же, как и на Урале (кемпирсайский и сарановский комплексы).

В Восточном Саяне, в зоне Главного саянского глубинного разлома широко развиты гипербазитовые массивы, расчлененные на ряд разновозрастных комплексов (позднерифейско-раннепалеозойские ильчирский, актоврацкий, джебский и раннепалеозойский идарский), в совокупности образующие гипербазитовый пояс. С актоврацким комплексом связано одноименное месторождение хризотил-асбеста. В пределах пояса локализуется Саянское месторождение хризотил-асбеста. В гипербазитах этого пояса отмечается платиноидная минерализация. Рудопоявления платиноидов встречаются в разобщенных массивах и приурочены к участкам дунитов, обогащенных хромшпинелидами. Платиноиды отмечаются во вкрапленниках аксессуарных хромшпинелидов в виде тонкой сыпи и тончайших (мощностью до 0,003 мм) прожилков.

Рифейский возраст имеет габбро-пироксенитовая формация Восточного Саяна, с которой связаны месторождения высокотитанистых руд — ильменит-титаномагнетитовых, ильменит-магнетитовых и ильменитовых (Лысанская группа), регионально метаморфизованных совместно с осадочно-вулканогенными толщами в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

По данным В.М.Немцовича, вкрапленное, реже богатое ильменит-титаномагнетитовое оруденение, близкое к качканарскому типу (содержание титана и ванадия выше, чем на Качканаре), связано с массивами габброидов повышенной щелочности (Харловское, Культайгинское месторождение), которые вскрываются при умеренном эрозионном срезе дифференцированных интрузивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации харловского, кизирского и других комплексов. При глубоком эрозионном срезе вскрываются пироксенит-габбровые массивы с богатым титаномагнетитовым оруденением (месторождение Хаактыг-Ой). Большинство исследователей относят эти интрузии к кембрийским, но В.М.Немцович не исключает и более молодой их возраст, синхронный с высокотитанистыми интрузиями габбро-долеритовой трапповой формации Кузбасса и ее аналогов в Томь-Кольванской зоне, Горном Алтае и Туве.

Продуктивна венд-кембрийская эпоха развития каледонид АССО на руды железа, марганца, фосфора, меди, благородных металлов, молибдена и др. Преобладающий фемический профиль магматизма венд-кембрийской эпохи подтверждается геохимической специализацией железо-марганцевых месторождений и вулканитов троговых зон рассматриваемой территории на кобальт, никель, ванадий. По типу и масштабам магматизма, характеру осадконакопления и рудоотложения можно выделить три типа структурно-формационных (структурно-металлогенических) зон — внутренние зоны эвгеосинклиналей, переходные и краевые.

Внутренние зоны эвгеосинклинали характеризуются корой океанического типа, развитием вулканогенных спилит-диабазовых, кремнисто-сланцевых и хемогенных карбонатных формаций, отражающих ранние стадии развития таких зон. В целом это протяженные узкие троговые зоны, контролируемые крупными разломами. Металлогения таких СМЗ ограничивается развитием горизонтов пород метаморфизованной железисто-кремнистой формации, колчеданной пирит-пирротиновой и медной минерализации метасоматического и гидротермально-осадочного типа в основных вулканитах и кремнистых осадках. Отмечается развитие самородной меди часто с цеолитами в диабазовых порфиритах. В качестве примеров можно назвать Хемчикскую зону в Туве, Северо-Саянскую и Борусскую в Западном Саяне, Бийско-Катунскую на Северном Алтае и Южном Салаире, Внутреннюю зону в Кузнецком Алатау, Тайметскую — в Горношорско-Телецкой зоне.

Переходный тип СФЗ отличается несколько иным профилем магматизма и металлогении. К ним относятся формации внутригеосинклинальных поднятий в эвгеосинклинальных зонах прибортовых рифтогенных систем краевых зон срединных массивов, в разной мере отражающих процессы вовлечения в переработку континентальной коры, формации зрелых стадий эвгеосинклиналей (позднегеосинклинальной и предорогенной).

Для них характерны порфириновые андезитобазальтовые или контрастно и последовательно дифференцированные базальтоидные комплексы с более сиалическим профилем магматизма. Примерами таких зон со стратиформным или синхронным вулканизму гидротермально-метасоматическим железорудным, марганцевым, колчеданным, колчеданно-полиметаллическим, фосфорным и полиметаллическим оруденением могут служить Сисим-Казырский синклиниорий Восточного Саяна, Улугойская и Ондумская зоны в Восточной Туве, Терсинско-Усинская зона центральной части Кузнецкого Алатау, Кондомская и Тельбейская в Горной Шории, Абаканско-Анзасская на северном склоне Западного Саяна, Хмелевско-Алабавская на Салаире и др.

К краевым СФЗ относятся области с существенно мелководными терригенными и карбонатными, часто доломитовыми, карбонатно-терригенными и кремнисто-карбонатными формациями. Они накапливались в миогеосинклинальных зонах, в краевых прогибах по периферии жестких срединных массивов и на самих массивах, латерально удалены от внутренних вулканических зон. Изредка в них проявлен субазальный вулканизм. В вертикальном ряду эти формации занимают самые верхние части геосинклинальных разрезов. Формирование стратиформного оруденения происходило на больших площадях. В этих условиях формировались месторождения и рудопроявления железа, марганца, фосфора, свинца, цинка, бокситов металлогенических зон Прихубсугулья в Северной Монголии, Шорско-Бетневского выступа в Кузнецком Алатау, Манского прогиба в Восточном Саяне.

Достаточно полно структурно-формационная и металлогеническая зональность изучена Л.В.Алабиным и другими в Кузнецком Алатау, в пределах которого развиты СМЗ всех трех типов и где представлены во всем многообразии вертикальные и латеральные ряды геологических и связанных с ними рудных формаций (табл. 4).

АССО — крупная железорудная провинция СССР. Главная масса скарново-магнетитовых руд сосредоточена в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Сисим-Казырском синклиниории Восточного Саяна (Ирбинско-Краснокаменский, Сисимский, Таят-Табратский железорудный районы). Формирование их, если следовать принятой нами схеме, связано с вулканоинтрузивной деятельностью предорогенной стадии стабилизации каледонид и, в меньшей степени, с ранне-среднедевонской (герцинской) ТМА. Иной точки зрения придерживаются Е.Н.Трибунский, М.И.Селиверстова, В.А.Ашурков и другие. Они считают, что железорудные месторождения Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Алтая сформированы в орогенных условиях и вне связи с интрузиями (послеордовикскими в Горной Шории и Кузнецком Алатау и девонскими — на Алтае). По данным этих исследователей, а также А.С.Калугина, гематитовые месторождения Алтайской железорудной субпровинции стратиформны, относятся к вулканогенно-осадочным образованиям и тесно связаны с нижне-среднедевонской осадочно-вулканогенной кварц-кератофировой формацией орогенной стадии каледонского цикла. На месторождениях Кондомской группы ими выявлена принадлежность рудных тел к морским осадочно-вулканоген-

## Горизонтальные и вертикальные ряды геосинклинальных осадочных, магматических и рудных формаций Кузнецкого Алатау. По Л.В.Алабину

Возраст	Этап развития	Геосинклинальные прогибы		Геосинклинальное поднятие
		Унаследованные (внутренние) с фемическим типом земной коры	Унаследованно-наложенные и впадины (внешние) с фемическо-сиалическим типом земной коры	
Средний кембрий — ордовик	Раннеорогенный*	Трахирiolитовая, трахитовая, базальто-андезито-трахирiolитовая; андезитовая; нижняя молассовая сероцветная		Трахирiolитовая, трахитовая, базальт-андезит-трахирiolитовая, андезитовая. Субвулканических диоритов; сиенитов, гранитов; сиенито-граносиенитовая; гранитоидных батолитов повышенной основности; гнейсо-гранитовая; габбровая группа (диорит-норит-габбровая, норит-габбровая)
		Скарново-магнетитовая	Золото-сульфидно-кварцевая, золото-скарновая, скарново-магнетитовая	Медно-молибденовая (молибденовая)
		Базальтовая, зеленосланцевая, спилито-диабазовая, кремнисто-карбонатная	Риолитовая, риолит-базальтовая, базальтовая, кератофир-диабазовая, спилит-диабазовая; рифогенно-известняковая, терригенно-зелено-сланцевая (флишидная), доломитовая, кремнисто-карбонатная	Рифогенно-известняковая, доломитовая, кремнисто-карбонатная
Поздний рифей — ранний кембрий	Собственно геосинклинальный	Габбровая группа (норит-габбровая, пироксенит-габбровая); габбро-диорит-диабазовая	Габбровая группа (пироксенит-габбровая, дунит-пироксенит-габбровая), плагиогранитовая, плагиогранит-габбровая, габбро-диорит-диабазовая Гипербазитовая	Габбровая группа (сиенит-габбровая, пироксенит-габбровая), габбро-диорит-диабазовая
		Марганцевая, магнетит-гематитовая, колчеданно-полиметаллическая золотосодержащая		Фосфоритовая

\* Соответствует полностью большей частью предорогеной стадии в нашей интерпретации

ным породам с широким развитием вулканитов латит-шошонитового ряда. Установлено согласное залегание стратиформных руд на склонах палеовулканов и развитие оруденения в зоне перехода карбонатной фации в туффитовую. Гальки сиенитов, габбро, мартита и скарнов обнаружены в базальном горизонте ордовикской молассы, несогласно перекрывающей нижне-среднекембрийскую осадочно-вулканогенную мундыбашскую свиту контролирующую размещение рудных тел. Ксенолиты руд и скарнов обнаружены в сиенитах, на контакте с которыми руды претерпели явления метаморфизации. Все это позволило сделать им вывод о связи стратиформного железного оруденения данного региона с вулканическими процессами, а интрузии, по их мнению — пострудные и играли роль преобразующего фактора.

Каледонский этап развития АССО характеризуется значительным размахом золотого оруденения. Как и на Урале, здесь можно выделить две группы продуктивных на золото рудных формаций — золотосодержащих (колчеданной и колчеданно-полиметаллической формаций ранне- и позднегеосинклинальной стадии развития каледонид) и собственно золоторудных.

Наибольший практический интерес представляют золоторудные месторождения второй группы, непосредственно связанные с гранитоидами батолитов пестрого состава или с тоналит-гранодиоритовой и монцодиорит-гранитной формациями по принятой нами схеме. Сибирские геологи связывают золотое оруденение данной группы с инверсионными (раннеорогенными) этапами развития каледонид, что соответствует стадии предорогенной стабилизации в нашей трактовке.

АССО и в особенности Кузнецкий Алатау — важный молибденово-рудный регион страны, где находятся Сорское медно-молибденовое месторождение и ряд перспективных, но пока не вовлеченных в отработку месторождений. Оруденение принадлежит медно-молибденовой рудной формации и обнаруживает пространственную и генетическую связь с раннепалеозойскими гранитоидами. Становление последних завершает стабилизацию подвижных геосинклинальных тектонических структур. Гранитоиды принадлежат мартайгинскому комплексу. Формационная их принадлежность разными исследователями понимается неодинаково. Ю.А.Кузнецов и другие относят ее к формации гранитоидов пестрого состава, В.Л.Хомичев — к габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

С активизационными герцинскими вулканоплутоническими ассоциациями, включающими гранитоиды монцонит-граносиенит-гранитной (тельбеский и бреньский комплексы) и граносиенит-гранитной формаций, связано разнообразное оруденение — скарново-магнетитовое либо медно-порфиоровое в первом случае и грейzenовое вольфрам-молибденовое — во втором.

Уртиты и другие щелочно-габброидные породы — продукты раннедевонской рифтогенной ТМА — являются высокоглиноземистым сырьем; на базе Горячегорского и Кия-Шалтырского месторождений действует Ачинский глиноземный завод в Красноярском крае.

К мезозойской эпохе относятся месторождения каменного и бурого

углей, железа, ртути, а также редкоземельная и редкометальная минерализация. Месторождения железа этой эпохи в регионе представлены осадочными сидеритами в юрских отложениях и гидротермальными месторождениями барит-флюорит-сидерит-гематитовой формации в Центральной Туве, связанными с посторогенной ТМА.

С системами глубинных разломов, активизированных в мезозое в связи с посторогенной ТМА, связаны ртутные месторождения АССО, арсенидно-висмут-кобальтовое оруденение Западной Тувы и Горного Алтая, а также редкометально-редкоземельная минерализация, приуроченная к зонам гидротермально-метасоматических изменений щелочных гранитов восточной части региона. В пределах АССО широко представлены мезозойские телетермальные месторождения (ртутная листовитовая, кварц-барит-киноварная, арсенидно-висмут-кобальтовая и другие рудные формации).

Таким образом, металлогеническая эволюция в АССО имеет четко выраженный направленно-циклический характер, что проявляется в постепенной литификации земной коры и увеличении роли литофильных ассоциаций элементов в рудных месторождениях более поздних металлогенических эпох. Расширение спектра рудных элементов в мезозое проявляется в вовлечении в процессы рудообразования элементов с более низким кларком (ртуть, висмут и др.).

Цикличность металлогенического развития региона обусловливается периодическим проникновением в верхние горизонты земной коры мантийного вещества (базитовых и гипербазитовых пород) и связанных с ними полезных ископаемых (преимущественно сидеро- и халькофильных элементов — железа, титана, меди, свинца, цинка и др.). К концу каждого цикла ранние рудные ассоциации сменяются рудной минерализацией сиалического профиля с явно наложенными процессами ТМА, сопровождавшимися общим повышением щелочности и формированием редкометальных и редкоземельных рудных формаций.

## МОНГОЛИЯ

### Основные черты геологии и тектонической эволюции

В данном разделе рассматривается юго-восточное звено Урало-Монгольского подвижного пояса, ограниченное территорией МНР. Этот чрезвычайно многообразный в геологическом отношении регион является неотъемлемой составной частью южного обрамления Сибирской платформы и в виде огромной дуги конформно огибает ее с юга. С севера он примыкает к Северо-Китайской и Таримской платформам.

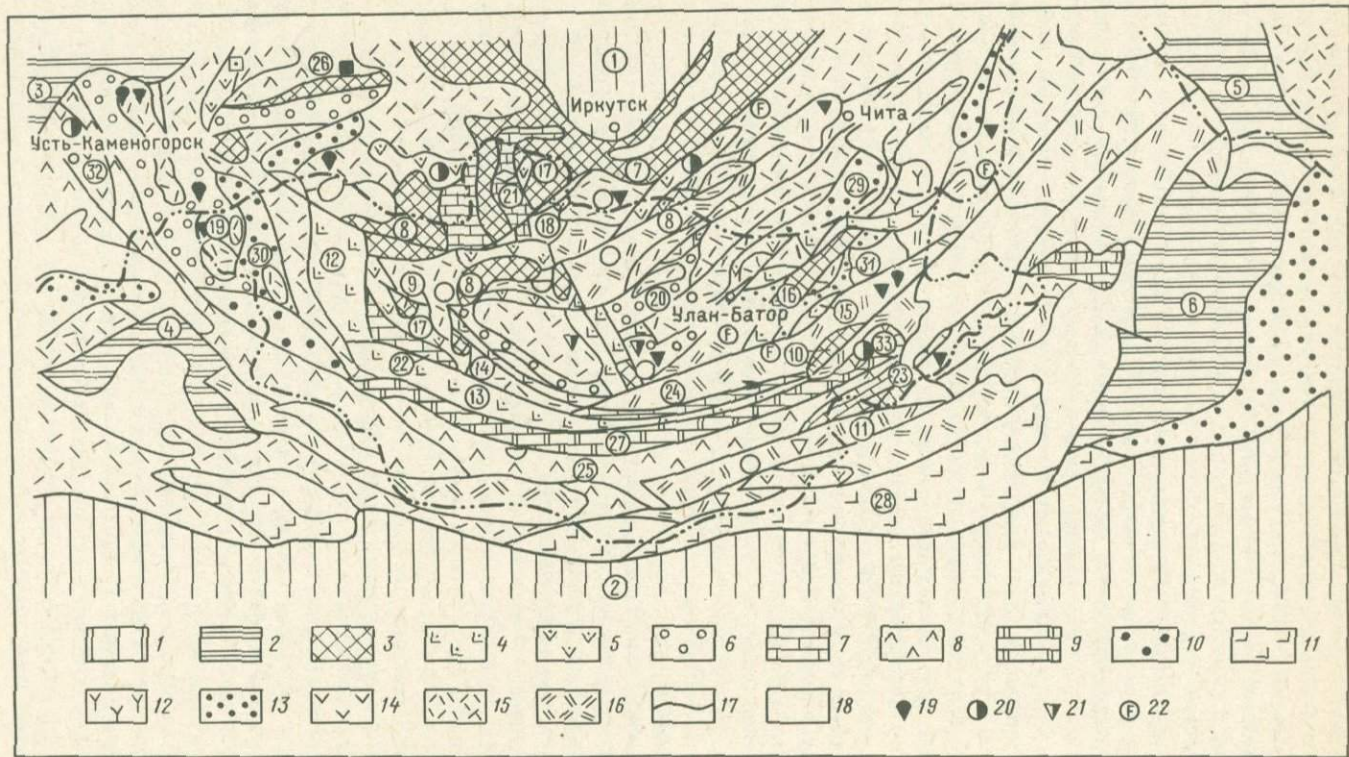
На территории МНР продолжают и сочленяются разновозрастные геосинклинальные складчатые системы (рис. 16), развитые в пределах СССР и КНР. Так, в своей северной части структуры Монголии сопрягаются с однотипными структурными элементами АССО и Монголо-Забайкальской системы. Структуры Западной Монголии находят свое непосредственное продолжение в Горном Алтае АССО и в Рудном Алтае Иртыш-

Зайсанской геосинклинальной складчатой системы. В восточном направлении геологические образования МНР прослеживаются непосредственно на территорию КНР, где перекрываются мезозойско-кайнозойскими отложениями Чжеринской впадины и затем срезаются меридиональным разломом, ограничивающим с запада фрагмент эпипалеозойской платформы (синеклиза Сунляо).

Территория МНР характеризуется гетерогенностью и значительным разнообразием геологических структур, различающихся не только возрастом формирования, но и развитыми в них осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными и интрузивными формациями. На севере МНР (южная часть Тувино-Монгольского срединного массива) расположены докембрийские структуры, которые в западном и южном направлениях последовательно сменяются раннекаледонскими, каледонскими, герцинскими и позднепалеозойско-раннемезозойскими складчатыми системами. Последние расположены на территории КНР и только северным краем захватывают юго-восток МНР (Солонкерская зона). Ранее сформированные складчатые структуры претерпели повторное горообразование и рифтогенез в мезозое и кайнозое. На востоке МНР развиты ранне- и позднемезозойские структуры.

Наиболее существенные различия в геологическом строении устанавливаются между южной и северной частями МНР, которые как главные структурные элементы страны были выделены соответственно в Северный и Южный мегаблоки, разграниченные Главным Монгольским линейным элементом.

Северный мегаблок, занимающий большую часть страны, относится в основном к области салаирской (раннекаледонской) складчатости и характеризуется мозаично-блоковым строением. В его пределах широко распространены протерозойские и венд-нижнекембрийские структурно-формационные комплексы. В современной структуре наиболее обширные выходы древнейших образований расположены в северной части страны, в районах, прилегающих к докембрийским структурам Забайкалья, Восточного Саяна и Восточной Тувы, в обрамлении Хангайского нагорья, широко участвуют в строении южного фаса Монгольского Алтая. Они в целом вырисовывают древнее протерозойское ядро структуры МНР, к которому причленяются более молодые складчатые зоны. В составе структурно-формационных комплексов дорифейского кристаллического основания известны архейские магматические породы кислого и среднего состава, изначально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Они сопоставляются с древнейшими породами щитов (в том числе с серыми тоналитовыми гнейсами). Известны нижнепротерозойские, главным образом, вулканогенные породы среднего состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (лептит-амфиболит-кварцитового состава). По мнению Ф.П.Митрофанова и других, дорифейская геологическая история МНР близка к дорифейской истории щитов древних платформ. В отличие от последних среди докембрийских образований МНР пока не встречены типичные коматииты, столь характерные для зеленокаменных поясов.



Древнее ядро структуры МНР на западе граничит с Озерной зоной, сложенной в основном венд-нижнекембрийской офиолитовой ассоциацией, включающей спилит-диабазовые и кремнистые толщи и совмещенные с ними тела альпинотипных гипербазитов. Породы офиолитовой ассоциации того же возраста наблюдаются и в узких линейных зонах (Идэро-Джидинской, Баянхонгорской, Ихэ-Богдинской), которые проникают в пределы протерозойского ядра МНР, расчленяя его на отдельные блоки. Заложение в конце позднего протерозоя офиолитовых зон определило один из важнейших переломных этапов геологической истории МНР — разрушение крупного протерозойского блока, являвшегося, по-видимому, южным краем Сибирского кратона, и начала формирования современной складчатой структуры региона. В пределах Северного мегаблока развиты раннекаледонские и каледонские складчатые системы, разделяющиеся на эв- и миогеосинклинальные зоны и структуры мезозоид Восточной Монголии.

Южный мегаблок (или Южно-Монгольская складчатая область) по времени формирования является раннегерцинским. В его пределах в силуэте, раннем и среднем девоне в обстановке общего растяжения накапливались образования спилит-диабазовой и кремнисто-сланцевой формаций, с полями распространения которых связаны выходы альпинотипных гипербазитов. Самое южное положение в мегаблоке занимает позднегерцинская

Рис. 16. Схема размещения главнейших металлогенических зон МНР и сопредельных областей. По данным Ю.А. Борзаковского, Л.П. Зоненцайна, Н.А. Маринова и др.:

1 — докембрийские платформы (1 — Сибирская, 2 — Таримская и Китайская); 2 — эпипалеозойские платформы (3 — Западно-Сибирская плита, 4 — Джунгарский массив, 5 — Зейско-Буреинская синеклиза, 6 — синеклиза Сунляо); 3 — протерозойские срединные массивы и их фрагменты (7 — Тувино-Монгольский, 8 — фрагменты Сонгинского и Тарбагатайско-Бутулинуринского, 9 — Байдарикский, 10 — фрагменты Среднегобийского, 11 — Даригангский выступ); 4—7 — каледонские металлогенические зоны: 4 — существенно базальтоидные (12 — Озерная, 13 — Ихэбогдинская и Ундуршилинская, 14 — Баянхонгорская, 15 — Керуленская, 16 — Южно-Хэнтэйская), 5 — вулканогенно (андезит-дацит-липарит)-терригенно-карбонатные (17 — Идэрская, 18 — Джидинская и Тарято-Селенгинская), 6 — терригенно-флишоидные (19 — Монголо-Алтайская, 20 — Хэнтэйская и Восточно-Хангайская), 7 — карбонатные (21 — Прихубсугульская, 22 — Цаганоломская, 23 — Баргинобинская, 24 — Среднегобийская); 8—10 — раннегерцинские металлогенические зоны: 8 — существенно вулканогенные (25 — Южно-Монгольская, 26 — Минусинская), 9 — существенно карбонатные (27 — Гоби-Алтайская), 10 — терригенно-флишоидные; 11 — позднегерцинские металлогенические зоны существенно вулканогенные (28 — Солонкерский и Чахарский прогибы), 12—14 — вторичные (регенерированные) металлогенические зоны: 12 — существенно вулканогенные, 13 — терригенно-песчано-сланцевые (29 — Ононская, 30 — Хархиринская, 31 — Прикеруленская), 14 — вулканогенно-карбонатно-терригенные (32 — Рудный Алтай, 33 — Тэбшинширинская); 15 — орогенные, гранитоидные, вулканогенные и молассоидные образования; 16 — наложенные вулканоплутонические пояса этапа тектономагматической активизации; 17 — крупнейшие разломы; 18 — основные мезозойско-кайнозойские впадины; 19—22 — главнейшие рудноформационные и геолого-промышленные типы месторождений: 19 — мышьяково-сурьмяно-ртутный, 20 — колчеданно-полиметаллический, 21 — оловянный и оловянно-вольфрамовый, 22 — флюоритовый. Остальные знаки см. на рис. 7

(позднепалеозойско-раннемезозойская) геосинклинальная складчатая система Внутренней Монголии, в основном простирающаяся в пределах КНР к северу от Китайской платформы.

В охарактеризованных мегаблоках выделяется ряд разновозрастных геосинклинально-складчатых систем, характеризующихся завершенным или незавершенным развитием. В первых из них геосинклинальные комплексы в значительной мере переработаны орогенными и активизационными процессами с широким развитием гранитоидных, молассоидных и вулканогенных образований, а также наложенными вулканоплутоническими поясами; во-вторых, — степень этой переработки незначительна, либо эти процессы в зонах с незавершенным развитием не проявлены вообще, и такие зоны стабилизированы на этапах геосинклинального развития.

По времени заложения и характеру развития среди геосинклинальных складчатых систем МНР выделяются каледонские (в том числе раннекаледонские) и герцинские, разделенные Главным Монгольским линеamentом.

В состав каледонских геосинклинальных систем входят: 1) Центральномонгольская венд-раннекембрийская (раннекаледонская) геосинклиналь, охватывающая территории Северо- и Центральномонгольской, а также Монголо-Забайкальской складчатой систем; 2) Монголо-Алтайская кембрийско-ордовикская (позднекаледонская) геосинклиналь, отвечающая одноименной складчатой системе.

Герцинская геосинклинальная система представлена Южно-Монгольской эвгеосинклиналью, объединяющей Южно-Монгольскую, Южно-Гобийскую и частично Внутренне-Монгольскую складчатые системы.

Центральномонгольская геосинклинальная система характеризуется мозаично-блоковым строением, что обусловлено в первую очередь гетерогенностью ее субстрата. Своеобразием этой системы является широкое развитие в ее пределах блоков доверхнерифейского основания, приуроченных в основном к южной части Тувино-Монгольского срединного массива, Сангинскому, Тарбагатайско-Бутулинуринскому, Среднеобийскому выступам. Все разнообразие структур можно представить в виде следующего ряда, в котором последовательно увеличивается роль доверхнерифейского основания [27].

1. Офиолитовые пояса и пояса с фрагментами пород офиолитовой ассоциации.

2. Эвгеосинклинальные структуры (Озерная), в строении которых большую роль играют венд-нижнекембрийские базальтоидные серии — контрастные натровые базальт-риолитовые, недифференцированные базальтовые, слабо дифференцированные андезитобазальтовые и подчиненную — серии смешанного состава с риодацитами. Существует мнение о развитии эвгеосинклинальных структур на коре океанического типа. Однако выходы кристаллических сланцев в Дарбинской поперечной структуре Озерной зоны некоторые исследователи склонны считать выступом ее докембрийского основания.

3. Область гетерогенного строения, расположенная в основном между эвгеосинклинальными и докембрийскими структурами. Она состоит из блоков — горстов и антиклинальных поднятий с доверхнерифейским осно-

ванием, в различной степени погруженным и переработанным, и разделяющих их линейных подвижных зон. Отложения поднятий характеризуются сокращенной мощностью, терригенно-карбонатным или существенно карбонатным составом, нередко в сочетании с андезит-дацит-риолитовыми вулканитами или даже с преобладанием последних. Линейные зоны имеют признаки эвгеосинклинальных структур или офиолитовых поясов. К этой области относится Джидинская зона.

4. Прогибы с раздробленным и неглубоко погруженным докембрийским основанием, сложенные венд-нижнекембрийскими терригенно-карбонатно-вулканогенными образованиями с вулканитами андезит-дацит-риолитового, реже контрастного состава (Идэрский прогиб).

5. Относительно стабильные зоны с докембрийским основанием и прогибами (Хубсугульский, Дзобханский), выполненными верхнерифейско-нижнекембрийскими вулканогенно-терригенными образованиями с субзональными вулканитами андезит-дацит-риолитового, реже контрастного состава и залегающими выше фосфоритоносными терригенно-карбонатными и карбонатными толщами.

Соответственно приведенной типизации областей среди каледонских геосинклинальных зон Северного мегаблока МНР могут быть выделены четыре группы.

К зонам первой группы принадлежат Идэрская, Джидинская, Тарато-Селенгинская, расположенные на склонах Тувино-Монгольского массива, Сонгинского и Тарбагатайско-Бутулинуринского выступов. Субстрат этих зон сложен жесткими сиалическими образованиями, а их формирование обусловлено вовлечением в прогибание и геосинклинальный режим окраинных частей этих срединных массивов, что позволяет рассматривать их в качестве вторичных геосинклиналей.

Рассматриваемые зоны сложены вулканогенно-терригенно-карбонатными комплексами венда — нижнего кембрия при относительно редуцированном развитии вулканитов, представленных преимущественно лавами и туфами андезитодацитов, дацитов, риолитов. Последние тесно ассоциируют с карбонатными и терригенными фациями удаленных от вулканических центров зон. Карбонатные фации, включающие сидеритсодержащие известняки, известковые брекчии, совместно с терригенными фациями образуют карбонатный флиш.

Для второй группы зон характерно преимущественно карбонатное осадконакопление в позднем рифее, венде и раннем кембрии. К числу таких зон относится Прихубсугульская, Цаганоломская, Среднеобийская и Баргинобинская. Прихубсугульская зона расположена на склонах Тувино-Монгольского массива. В верхнедокембрийско-нижнекембрийском разрезе зоны выделяются две мощные серии. Нижняя серия (дархатская) верхнего рифея — нижнего венда, мощностью 2500—3500 м, характеризуется тремя типами разрезов: вулканогенным, вулканогенно-терригенным, терригенным. Вулканогенный разрез представлен в основном дацит-риолитовыми вулканитами, вулканогенно-терригенный — чередованием песчаников, алевролитов, туфов и лав дацит-риолитового состава и базальными конгломератами в основании, терригенный — по существу мало чем

отличается от предыдущего, но без вулканитов и с пластами доломитов в его верхней части.

По мнению А.В.Ильина, дархатская серия выполняет древний (поздне-докембрийский) рифт и сложена рифтогенными образованиями, о чем, помимо геолого-тектонических реконструкций, свидетельствует калина-товый субщелочной состав входящих в нее вулканогенных образований.

Верхняя серия (хубсугульская) мощностью 5000—5500 м сложена слоистыми и массивными известняками, доломитизированными известняками, доломитами, брекчиевидными доломитами и известняками, прослоями глинистых сланцев, песчаников, алевролитов (иногда пиритизированных). В доломитах и известняках нередки кремнистые стяжения, горизонты кремнисто-карбонатных пород. Количество терригенного материала увеличивается к верхним частям разреза серии, где появляются также лавы и туфы среднего и основного состава. В нижней части разреза располагаются пластовые залежи фосфоритов. Время фосфоритообразования, как и в Малокаратаусском бассейне Центрального Казахстана, соответствует томмотскому веку раннего кембрия.

Цаганоломская зона расположена на склоне Байдарикского срединного массива. Палеотектоническая позиция и состав верхнедокембрийско-нижнекембрийских комплексов здесь сходны с таковыми для Прихубсугульской зоны. Нижняя часть разреза, мощностью около 2000 м, представлена преимущественно дацит-риолитовыми вулканитами, средняя (до 2700—2900 м) — преимущественно доломитами, доломитизированными известняками, маломощными пластами песчаников, верхняя (1500—1700 м) — песчаниками, алевролитами, глинистыми и известково-глинистыми сланцами, содержащими горизонты известняков.

Среднеобийская зона расположена на склонах одноименного выступа доверхнерифейских пород, частично перекрывая его. Верхнедокембрийско-нижнекембрийские карбонатные комплексы представлены кремнисто-карбонатной толщей (известняками с прослоями кварцитов и кремнистыми стяжениями), мощностью около 1800 м. Эта толща несогласно залегает на протерозойской карбонатно-кварцито-сланцевой толще (мраморизованные и графитизированные известняки, кварциты, эпидот-альбитовые и другие сланцы) мощностью около 3000 м.

Мы не исключаем возможности того, что охарактеризованные зоны следует рассматривать как площади распространения осадочного чехла срединных массивов. В позднем кембрии — ордовике эти зоны были вовлечены в орогенный режим развития с формированием молассовых отложений и орогенных гранитоидных интрузий (тэлминский, тохтогеншильский комплексы Северной Монголии).

К зонам третьей группы принадлежат Озерная и сопряженные с ней Ихэбогдинская, Ундуршилинская, а также Баянхонгорско-Керуленская. Эти зоны сложены преимущественно венд-кембрийскими однородными недифференцированными базальтоидами (афировыми базальтами, спилитами), претерпевшими зеленокаменное изменение, и ассоциирующими с кремнисто-сланцевыми накоплениями, реже рифтогенными известняками. Существенную роль в строении этих зон играют пояса альпинотипных ги-

пербазитов, приуроченные к глубинным разломам, являющимся естественными их ограничениями. В небольшом объеме среди вулканитов присутствуют контрастные базальт-риолитовые комплексы. Зоны этого типа (за исключением Озерной) не претерпели позднегеосинклинального (островодужного) этапа развития. В Озерной зоне образования этого этапа представлены андезитобазальтовыми комплексами и ассоциирующими с ними терригенно-граувакковыми толщами, а также рифогенными известняками. Ихэбогдинско-Ундуршиллинская и Баянхонгорско-Керуленская зоны приурочены к глубоким расщеплениям протерозойского цоколя и представляют собой протяженные рифтовые (шовные, офиолитовые) зоны. Зоны данной группы, кроме Озерной, в отличие от предыдущих стабилизированы на стадии завершения раннегеосинклинального развития. И только в Озерной зоне развиты нижнепалеозойские орогенные формации, представленные молассами и гранитоидами.

Представителем четвертой группы является терригенно-флишоидная позднекаледонская миогеосинклиналь Монгольского Алтая. Литолого-фациальный и формационный облик этой зоны определяется мощными (до 3500—5000 м) толщами терригенно-флишоидных отложений, содержащих местами конкреции окисленного марказита, при ограниченной роли синхронных вулканитов (базальтоиды, андезиты, дациты) и иногда развитием субвулканических дайковых комплексов. В Монгольском Алтае широко развита монотонная песчано-сланцевая горноалтайская серия позднекембрийско-тремадокского возраста, простирающаяся сюда из Горного Алтая и Западного Саяна АССО.

На северо-востоке Монгольского Алтая выделяются Цаганшибетинская и Хархиринская зоны, которые по особенностям строения, более широкому развитию вулканогенных и интрузивных образований, их формационной принадлежности занимают как бы промежуточное положение между типичными мио- и эвгеосинклиналями.

К более молодым складчатым сооружениям Северного мегаблока относится Хангай-Хэнтэйский синклинорий, отвечающий западной оконечности системы наложенных на каледонское и более древнее основание герцинских прогибов, протягивающихся на восток за пределы МНР. Он приурочен к центральным частям Хангайского и Хэнтэйского нагорий и выполнен мощными сильно дислоцированными кремнисто-терригенными, песчано-алевролитовыми и другими обломочными толщами девона и карбона.

Южно-Монгольская раннегерцинская геосинклинальная система в противоположность мозаично-блоковой структуре каледонид представляет собой протяженную линейную структуру, пересекающую в виде огромной, обращенной выпуклостью к югу, дуги всю МНР с запада на восток и выходящую за ее пределы. Это Южно-Монгольская система является частью Главной герцинской эвгеосинклинали Центрально-Азиатского складчатого пояса. Западная часть этой эвгеосинклинали находит свое продолжение в Рудном Алтае, где слагающие ее образования налегают на стабилизированные каледониды.

Южно-Монгольская геосинклинальная система характеризуется дли-

тельным развитием и широким вертикальным и латеральным распространением всего ряда раннегеосинклинальных базальтоидных и андезитоидных формаций (однородной базальтовой, базальт-риолитовой, андезит-дацит-риолитовой, базальт-андезитобазальтовой), имеющих силуро-девонский и частично раннекаменноугольный возраст.

Характерным для этой системы является развитие офиолитовой ассоциации, включающей альпинотипные гипербазиты и ассоциирующие с ними габброиды.

Рассматриваемая геосинклинальная система претерпела островодужный этап развития, о чем свидетельствует развитие непрерывных базальт-андезито-риолитовых и порфиритовых базальт-андезитобазальтовых комплексов. Блоки протерозойского основания в пределах Южно-Монгольской системы отсутствуют; не известны здесь также породы, образование которых могло быть связано с размывом сиалического цоколя.

Все это позволило Л.П.Зоненшайну и другим исследователям предположить, что Южно-Монгольская геосинклинальная система развивалась на коре океанического типа. Линейный характер этой системы, полный ряд рифтогенно-геосинклинальных и раннегеосинклинальных базальтоидных формаций, их преимущественно силуро-девонский возраст, однотипный состав ассоциированных с вулканитами вулcano-обломочных пород — все это позволяет сопоставлять Южно-Монгольскую геосинклинальную систему с Уралом. Свидетельством этому служит не только близсинхронное развитие однотипных формационных типов раннегеосинклинальных вулканитов, но и, как отмечает Л.П.Зоненшайн, сходный характер физических полей, характеризующихся линейно-полосовым строением.

Особенно показательным является разрез девонских вулканогенно-осадочных комплексов, обладающих большой степенью общности по своим литолого-фациальным особенностям с соответствующими по возрасту образованиями Западно-Магнитогорского вулканического пояса.

Рассмотрим девонские образования Южно-Монгольской геосинклинальной системы на примере ее западной части (Барунхурайской котловины), где они представлены тремя толщами.

Нижняя толща, относящаяся к нижнему девону — эйфелю, сложена в нижней части диабазами, андезитами, горизонтами туфоконгломератов, кремнистых сланцев. В ряде разрезов этой части толщи развиты спилиты, диабазы, чередующиеся с кремнистыми сланцами и послойными телами габбро и габбродиабазов, являющихся, скорее всего, субвулканическими интрузиями. Мощность этой части толщи — 1300 м. Выше располагается восьмисотметровая часть разреза, представленная кварцевыми порфирами, переслаивающимися с их туфами, кремнистыми сланцами и органогенными известняками. Эта толща по своему литолого-фациальному облику обнаруживает ряд сходств с разрезами одновозрастной риолит-базальтовой формации Западно-Магнитогорского вулканического пояса (карамылашская свита).

Средняя толща — живетско-верхнедевонская (по-видимому, живетско-франская) в Барунхурайской котловине имеет мощность 1500—3000 м и сложена незакономерным чередованием туфопесчаников, граувакк, ту-

фоконгломератов с прослоями кремнистых сланцев, андезитов, дацитов, их туфов; обычны рифогенные известняки. В строении этой толщи отмечается определенная латеральная зональность. Так, в северо-западной части котловины в ее составе присутствует большое количество андезитов, дацитов, их туфов, чередующихся с кремнистыми сланцами, граувакковыми песчаниками, рифогенными известняками. На восточных и юго-восточных окраинах котловины количество вулканогенного материала в толще уменьшается, и она сложена полимиктовыми и туфогенными песчаниками, конгломератами, гравелитами, туфами, кремнистыми сланцами, рифогенными известняками. Существенно вулканогенно-туфогенно-граувакковый характер толщи, преимущественно андезитовый и дацитовый состав входящих в нее вулканитов свидетельствуют об образовании ее в островодужных условиях, при которых происходит синхронное с вулканизмом разрушение его продуктов и заполнение межвулканических понижений грубообломочным материалом.

По своему литолого-фациальному составу эта толща обнаруживает большое сходство с одновозрастной вулкано-обломочной толщей Южного Урала (улутауская свита), обладающей близкими мощностями, для которой также характерна латеральная зональность в размещении вулканитов и вулкано-обломочных пород. Участвующие в составе живетско-франской толщи Барунхурской котловины вулканиты принадлежат существенно натровой непрерывно дифференцированной формации, образованной в условиях островных дуг.

Верхняя фамен-раннетурнейская толща представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, прослоев известняков и тонких угленосных слоев. Она имеет свой литолого-фациальный и возрастной аналог на Урале — зилаирскую граувакково-флишоидную свиту.

В период герцинского эвгеосинклинального вулканизма происходила частичная активизация стабилизированных к этому времени каледонид и формирование на их жесткой основе вторичных (регенерированных) геосинклинальных прогибов. Их примером может служить Тэбширинская зона в Прикеруленском прогибе, непосредственно примыкающая под острым углом к Южно-Монгольской системе. Она разивалась на стабилизированном каледонском субстрате, имея в основании позднекаледонские орогенные гранитоиды. Нижне-среднедевонский разрез этой зоны является составной частью Восточно-Монгольского вулканоплутонического пояса и на одном из детально изученных авторами месторождений состоит из четырех толщ: (соответственно снизу вверх) диабазовой, известняковой, глинисто-сланцевой и песчаниковой. Одновременно с заложением Южно-Монгольской герцинской геосинклинали в других частях МНР (например на Монгольском Алтае) получили развитие ранне-среднедевонские наложенные на каледонское основание вулканоплутонические пояса и отдельные вулканотектонические депрессии. Эти структуры сложены моноритмичными (Буянтуинская мульда), двуритмичными (Ачитнурская мульда) и полиритмичными (западный борт Делюно-Юстыдского прогиба) вулканогенными сериями пород, в который каждый ритм начинается базальтами или андезитами, а затем сменяется риолитами и трахириолитами.

Основные породы имеют состав щелочных и высокоглиноземистых базальтов. Риолиты и трахириолиты принадлежат низкоглиноземистой калиевой серии. Содержание в них оксида калия в среднем составляет 5,9–6,9 %, оксида натрия – 0,45–2,15 %, глинозема – 11,2–12,0 %, кремнезема – 73,4–75,6 %. В отдельных разновидностях пород и особенно в экструзивных телах количество  $K_2O$  достигает 8–9,2 % при крайне низком содержании  $Na_2O$  (0,14–0,53 %). Особенности состава и формационной принадлежности этих образований, наряду с геологотектоническим положением вулканогенных прогибов и впадин, позволяют считать эти структуры и слагающие их породы производными отраженной ТМА. Здесь просматривается аналогия с Тагило-Магнитогорским прогибом Урала, где в течение герцинского цикла в южной (магнитогорской) части формировалась эвгеосинклиналь, а в северной (тагильской) части одновременно возник наложенный вулканоплутонический пояс с калинатровой вулканоплутонической ассоциацией нормальной и повышенной щелочности (район г. Краснотурьинска).

В среднем – позднем девоне в Делюно-Юстыдском прогибе Монгольского Алтая, как и в Хангай-Хэнтэйском прогибе Центральной Монголии, формировалась довольно монотонная черносланцевая песчано-алевролитовая толща флишоидного типа мощностью 4000 м.

В позднем палеозое, как и в позднем ордовике и раннем – среднем девоне, разные области и системы МНР были вовлечены в орогенное развитие с массовым орогенным гранитообразованием в местах с развитой сиалической (континентальной) корой (Хэнтэй-Хангайское сводовое поднятие) и (или) с наложенными вулканоплутоническими поясами континентальных рифтовых зон обеих мегаблоков МНР.

Помимо уже упоминавшихся офиолитовых ассоциаций на территории Северо-Западной и Западной Монголии широко распространены раннекаледонские габброиды, которые изучает Г.В.Поляков, И.В.Гордиенко и др. Этими исследованиями обоснована самостоятельность (в отрыве от гранитоидных комплексов) формации расслоенных перидотит-пироксенит-габбровых интрузий (хиргисунурский, тамирский комплексы), с которыми по аналогии с мажалыкским комплексом Восточной Тувы может быть связана рассеянная сульфидная и прожилково-вкрапленная (до сливной) медно-никелевая минерализация. Слагающие эту формацию породы обогащены титаном, никелем, кобальтом, железом. Интрузии характеризуются конфокальным внутренним строением, хорошей расслоенностью и дифференцированностью. Своим структурным положением массивы габброидов транслируют древние шовные зоны на границах каледонид и байкалид, часто располагаясь внутри последних.

Разновозрастные гранитоиды распространены в большинстве структурно-формационных зон МНР. Здесь сосредоточены огромные объемы гранитоидов разного состава, возраста и формационной принадлежности. Древнейшие докембрийские гранитоиды представлены двумя возрастными группами. К первой, более древней группе относятся биотитовые, реже биотит-роговообманковые граниты, лейкограниты и аляскиты, гранитогайсы и гранодиориты, приуроченные к сиалическому доверхнерифейс-

кому цоколю. Гальки их встречены в конгломератах зеленосланцевого комплекса нижнего рифея. Вторая, более молодая, группа включает порфиробластические гнейсограниты, двуслюдяные граниты и гранодиориты. Гальки этих гранитоидов описаны в базальных конгломератах дархатской серии и в венд-нижнекембрийских отложениях на севере МНР. Их радиологический возраст — 823 млн лет.

Существенную роль в становлении континентальной коры Северного мегаблока МНР сыграли раннепалеозойские гранитоиды, варьирующие по составу в разных структурно-формационных зонах. Раннегеосинклинально-толеитовые гранитоиды диорит-плагиогранитного состава совместно с предшествующими габбро приурочены к шовным офиолитовым поясам и распространены весьма ограниченно. Петротипом для них являются низкощелочные высоконатриевые (более 5 %) гранитоиды маинского комплекса Западного Саяна. Их характерная особенность — преимущественно плагиогранитный состав.

По всей Северной и Северо-Западной Монголии распространена предорогенная тоналит-гранодиоритовая формация андезитового ряда (тэлминский и тохтогеншильский комплексы). Подробная геолого-петрографическая характеристика гранитоидов приведена в сводной монографии [27] и в трудах совместной Советско-Монгольской экспедиции АН СССР и АН МНР. Отметим, что несмотря на некоторые индивидуальные отличия гранитоидов двух названных комплексов, для них характерна повышенная основность, преобладающий натровый состав пород и пространственная приуроченность к южной окраине Сибирского кратона, где развиты кембрийские островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Гранитоиды всюду прорывают собранные в складки островодужные (позднегеосинклинальные) образования, фиксируя стадию сжатия и замыкания (стабилизации) раннепалеозойских прогибов. По особенностям тектонического положения и строения описываемая формация соответствует выделенной Ю.А.Кузнецовым формации пестрых гранитоидных батолитов, характеризующейся широкими вариациями состава пород в зависимости от типа разреза и режима плавления субстрата, состава вмещающих толщ, положения интрузий в различных СФЗ и других факторов. Формационными аналогами этих гранитоидов на территории АССО являются таннуольский и ольховский комплексы Восточного Саяна и Тувы. Возраст рассматриваемых гранитоидов — средне-позднекембрийский (калий-аргоновый метод дает возраст 580—400 млн лет).

Раннепалеозойский магматизм завершается известково-щелочной гранодиорит-гранитной формацией ордовика и местами силура. Гранитоиды этой формации характеризуются повышенной калиевой щелочностью (до 4 %  $K_2O$  и более) и близким к кларковому соотношением литофильных редких элементов. Позднеордовикские гранитоиды этой формации известны в Цаганшибетинской зоне Западной Монголии, позднесилурийские — в Хархинской зоне того же региона. Среди каледонских гранитоидных образований в зависимости от типа структур наблюдаются вариации состава. Позднеордовикские предорогенные гранитоиды Цаганшибетинской зоны

относятся к трем формациям: габбро-диорит-гранодиоритовой, диорит-монцитит-гранодиоритовой (монцитит-гранитной, по нашей схеме) и гранит-гранодиоритовой с мигматит-гранитной приразломной фацией. Все три формации синхронны и развиты в блоках (подзонах) с разным типом коры. Наиболее типичным представителем последней из них является Цаганломский массив, калий-аргоновый возраст гранитов которого по биотиту составляет 440 млн лет. В Хархиринской зоне позднесилурийские известково-щелочные гранитоиды кобдинского комплекса прорывают нижнесилурийские толщи, а сами интродированы девонскими гранитами. Возраст гранитов Хархиринского синклиория по биотиту 426—413 млн лет.

На севере страны, в Прихубсугулье развиты раннедевонские интрузии щелочных габброидов и уртитов, аналогичные нефелиновым щелочным габброидам юга АССО (горячегорскому и другим комплексам), маркирующим крупную структурную перестройку на границе каледонского и герцинского тектономагматических циклов. Их появление обусловлено тектономагматической активизацией докембрийских и раннекаледонских структур.

На территории МНР, как и повсюду в области южного обрамления Сибирской платформы, проявился среднедевонский вулканоплутонизм. Преобладают гранитоиды граносиенит-гранитной и гранит-лейкогранитной формаций. В развитии герцинского гранитоидного магматизма МНР точно так же, как и каледонского, отмечается латеральная зональность, выражающаяся в корреляции формационной принадлежности гранитоидов и типов заключающих их структурных зон [27]. Девонские гранитоиды восточных склонов Монгольского Алтая принадлежат трехфазному гранит-лейкогранитному хархиринскому комплексу (первая фаза — крупнопорфировидные амфибол-биотитовые граниты, вторая — лейкограниты с фациями моношпатовых гранитов, третья — микрограниты), а Северной Монголии — также трехфазным нумургинскому и тэссскому комплексам.

В центральной части Монгольского Алтая западнее Кобдинско-Толбунурской зоны разломов распространены позднедевонские орогенные гранитоидные массивы больших размеров (750—5000 км<sup>2</sup>), принадлежащие гранитной формации (Восточно-Булганский массив и др.). Они локализованы в горст-антиклинальных структурах, сложенных терригенными отложениями флишоидной горноалтайской серии ( $E_3 - O_1$ ) и оконтуренных грабенами с вулканогенно-молассовыми толщами нижнего — среднего девона, песчано-алевролитовыми толщами среднего — верхнего девона. Порфировидные биотитовые граниты прорывают девонские отложения до франских включительно. Возраст гранитов по биотиту 365—350 млн лет. Позднедевонские массивы Монгольского Алтая тяготеют к интенсивному региональному минимуму силы тяжести с мощностью надбазальтовой части земной коры порядка 25 км.

Центром пермского гранитоидного плутонизма является Хангай-Хэнтэйское нагорье Центральной Монголии. Гранитоиды прорывают смятые в складки девонско-каменноугольные флишоидные толщи. Здесь установлен последовательный ряд орогенных гранитоидных формаций: гранодио-

рит-гранитная (тарбагатайский комплекс) — гранитная (хангайский комплекс) — лейкогранитная (шараусгольский комплекс). Возраст гранитоидов, судя по результатам радиологических определений, колеблется от раннепермского до позднепермского и возможно, до начала раннего триаса.

В Южной Монголии широко развиты герцинские (каменноугольно-пермские) гранитоиды, образующие совместно с коагматичными вулканами орогенные вулканоплутонические ассоциации. Характерны породы повышенной общей и калиевой щелочности, например, средне-позднекаменноугольной монцодиорит-гранитной формации, комплексы которой гомологичны по особенностям состава и близки по возрасту степнинскому и другим комплексам той же формации восточного склона Урала.

К зонам позднепермско-раннетриасового континентального рифтогенеза МНР приурочен континентальный субщелочной, преимущественно кислый, вулканизм. Коагматичные ему субвулканические интрузии развиты в Орхон-Селенгинском прогибе, представляющем собой западную ветвь регионального Монголо-Охотского пояса. Слагающие Орхон-Селенгинский прогиб стратифицированные образования расчленяются на четыре свиты (снизу вверх): трахибазальт-трахиандезитовую ( $P_1$ ); трахириолитовую ( $P_1$ ); осадочно-вулканогенную ( $P_1^2 - P_2^1$ ); базальт-трахибазальтовую ( $P_2^2 - T_1$ ). В его пределах Р.М.Яшиной и А.Т.Матреничким выделены следующие интрузивные ассоциации пород: 1) щелочных гранитов и сиенитов (конец  $P_1$ ); 2) габбро-сиенитовая ( $P_2^2$ ); 3) сиенит-граносиенит-гранитная ( $P_2 - T_1$ ); 4) монцогаббро-диорит-сиенит-гранит-порфировая ( $P_2 - T_1$ ) локального распространения. Синхронные субщелочные и щелочные коагматичные ассоциации вулканоплутонических поясов развиты в Центральной и Южной Монголии (Южно-Гобийская впадина, Хантайширский прогиб и др.).

Повышенная щелочность (общая и калиевая) свойственна пермским гранитоидам Южной Монголии. Здесь выделены: южномонгольский комплекс гранитов, граносиенитов, кварцевых и бескварцевых сиенитов, их порфировых аналогов; ханбогдинский комплекс щелочных моно- и двуполевошпатовых гранитов, ассоциирующих местами с щелочными сиенитами; комплекс биотитовых двуполевошпатовых существенно калишпатовых гранитов с дополнительными интрузиями мелкозернистых адамеллитов. В Южно-Монгольском вулканоплутоническом поясе находится один из крупнейших в мире массивов высокощелочных гранитов — Ханбогдинский. Массивы моношпатовых щелочных гранитов, щелочных и кварцевых сиенитов известны в различных структурах МНР — в зоне Цаганшибетинского разлома, в зоне Хангайских разломов, на западе Центрально-Монгольского пояса и в Южно-Монгольском поясе.

Восточная Монголия — это область преимущественного развития мезозойских образований. Начиная с мезозоя на территории МНР, за исключением крайней северо-восточной части, где в последние годы установлены морские триасовые отложения, господствовали исключительно континентальные условия. Мезозойские структуры, по данным М.С.Нагибиной, Б.Лувсанданзана, Р.А.Хасина, Ю.А.Борзаковского и других, представлены

резко наложенными на более древний фундамент межгорными впадинами и прогибами, выполненными молассоидами и вулканитами.

Мезозойские образования представлены двумя разновозрастными структурно-формационными комплексами: раннемезозойским (триас-раннеюрским) и позднемезозойским (среднеюрско-раннемеловым).

Мезозойские структуры МНР на западе и востоке от условной зоны в  $100-105^{\circ}$  восточной долготы существенно различаются. Более восточные структуры — это структуры восточно-азиатского типа, по А.Л. Яншину, насыщенные магматическими образованиями ТМА — наземными вулканитами различного состава (от основных до кислых) и гранитоидами нормального и щелочного состава (например, калиевый щелочной вулканоплутонический комплекс Мушугай-Худук на юге МНР, с которым ассоциированы комплексные редкоземельные, стронциевые, апатит-магнетитовые и флюоритовые руды нового для Монголии промышленно-генетического типа). Мезозойские структуры Западной Монголии амагматичны. Мезозойский и следовавшие за ним более молодые (позднемеловой — палеогеновый и неоген-четвертичный) этапы характеризуют уже платформенное развитие подвижного пояса.

Приведенные данные свидетельствуют о направленном возвратно-поступательном развитии монгольского звена УМПП, выразившемся, начиная с раскалывания в позднем докембрии — раннем палеозое (в Южном мегаблоке и в среднем палеозое) единого древнего континента, заложении, последующем развитии и консолидации разновозрастных геосинклинальных складчатых поясов. В мезозое и кайнозое уже на платформенном мегаэтапе развития подвижного пояса формировались разновозрастные континентальные рифтовые зоны, представленные линейными системами грабенов с сопровождающими их дайковыми поясами.

Глубинное строение территории МНР изучено крайне слабо. Сведения о нем обобщены в работе Ю.А. Зорина и других, которые приходят к выводу о коррелируемости глубинного строения областей интенсивного горообразования (большая часть территории МНР), прежде всего с ее новейшей структурой. Геофизические данные содержат информацию о современном строении и состоянии глубоких недр. Однако эта информация сама по себе практически лишена историзма. В областях горообразования в неоген-четвертичное время возникли контрастные структурные формы, являющиеся поверхностным выражением объемных деформаций литосферы. Перестройка коры и мантии могла быть в ряде случаев столь значительной, что особенности глубинного строения, характерные для более древних этапов, были практически утрачены. И только в тех случаях, когда новейшие структурные формы унаследованы от древних, можно полагать, что наследуются и главные черты строения глубоких недр. Однако подобные выводы основываются прежде всего на убедительных геологических данных, пользуясь которыми можно актуалистически перенести на докайнозойские соотношения между новейшей структурой и глубинным строением этапы установленные в настоящее время.

В МНР нигде не установлено существенных нарушений изостазии; под горными сооружениями Западной Монголии обнаружена область анома-

льной низкоскоростной мантии. Значения гравитационного поля в пределах территории МНР последовательно возрастают в южном направлении (от края Сибирской платформы к герцинидам Южного мегаблока), свидетельствуя о последовательном увеличении фемичности и снижении сиаличности разреза земной коры в том же направлении.

Глубина раздела Мохо на территории Монголии колеблется от 40 км и менее до более чем 55 км, т.е. мощность земной коры варьирует в интервале до 20 км. Минимальная мощность земной коры свойственна Восточной Монголии на всем ее протяжении, т.е. области развития мезозоид, максимальная — в восточной части Монгольского Алтая, в Озерной зоне, Прихубсугулье. В Восточной Монголии глубина раздела Мохо составляет 38—50 км. Максимальная глубина залегания поверхности Мохо (свыше 50 км) приурочена к наиболее высокой части Хэнтэй—Даурского сводового поднятия, простирающегося из МНР в Советское Забайкалье.

Завершая краткое описание строения и геологической истории МНР как важной составной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, нельзя не отметить существование разных, порой взаимоисключающих точек зрения на его позднерифейско-раннепалеозойскую историю и соответственно различие подходов к палеотектоническим реконструкциям применительно к этому региону.

Большая группа исследователей (Л.А.Зоненшайн, А.А.Моссаковский, В.И.Коваленко, Н.С.Зайцев, Б.Лувсанданзан, Ж.Бямба, А.Б.Дергунов, А.В.Ильин и др.) считает, что на месте Центральной Азии в венде — раннем палеозое существовал обширный палеоокеан. Одновременно развивается иная точка зрения (С.В.Руженцев и др.), согласно которой в Высокой Азии, куда входит и территория МНР, существовала серия эвгеосинклинальных прогибов (типа Красного моря), постепенно смещавшихся к югу и закрывавшихся. Г.Г.Дук в своей работе приводит доказательства рифтогенной природы симатических поясов Центральной Азии в позднем докембрии — раннем палеозое, свидетельствующие, по ее мнению, о справедливости второй точки зрения. Эти доказательства следующие:

1) разновозрастность офиолитовых ассоциаций Центральной Азии и их мозаичное расположение;

2) петрохимические особенности инициальных вулканитов (базальты толеитового и щелочно-основного состава), близкие преимущественно составам базальтов рифтовых зон;

3) наличие пикритов, часто сопряженных с вулканитами рифтов;

4) существенные отличия по химическому составу континентальных офиолитовых ассоциаций позднего рифея — раннего палеозоя от океанических;

5) частое присутствие вблизи и в пределах самих симатических поясов; байкалид — ранних каледонид блоков (микроконтинентов) гранитогнейсового (архейского) и осадочно-вулканогенного, карбонатного (карельского) фундамента;

6) наличие гиперстеновых гнейсов типа алданских в трубках взрыва Минусинских впадин, расположенных далеко от края Сибирской платформы.

7) выдержанность по простираению на тысячи километров типов разреза и характера метаморфизма (низко- и высокобарического) в симатических поясах верхнего докембрия — раннего палеозоя;

8) нормальное зеркально-симметричное строение большей части поясов

9) отсутствие той закономерности в расположении зон спрединга и субдукции, которая должна бы быть в поле развития древнего палеоокеана.

По нашему мнению, особенности геологического строения МНР более соответствуют именно этому представлению.

### Особенности металлогении

Металлогения МНР освещена в серии обобщающих работ. По сравнению с другими описанными звеньями УМПП, особенно Уралом и АССО, на территории МНР несравненно больше развиты, а на востоке МНР господствуют, орогенные и активизационные структурно-вещественные и структурно-металлогенические комплексы, что определяет преимущественно сиалический и фемическо-сиалический профиль ее металлогении. Области мозаичного строения допалеозойской и каледонской консолидации северного мегаблока МНР по особенностям геологического строения и рудообразования близки к таким же мозаичным структурам Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы и АССО, а ранние герциниды запада и юга МНР имеют много общего с Иртыш-Зайсанской складчатой системой Восточного Казахстана и герцинидами Уральской геосинклинальной системы. Геологическое строение и металлогенические особенности Восточной Монголии близки к таковым в Забайкалье и на советском Дальнем Востоке.

Ведущие для МНР виды минерального сырья — медно (молибден) -порфировое, редкометальное, редкоземельно-редкометальное, золотое оруденение, флюориты, фосфориты, каменный и бурый уголь, камнесамоцветное сырье. Этим перечнем не ограничивается весь широкий спектр полезных ископаемых рассматриваемого региона. Здесь расположены одни из крупнейших в зарубежной Азии Хубсугульское месторождение фосфоритов, медно (молибден) -порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо (Эрдэнэтское) и др.

В.И.Коваленко и другие [7] выделяет на территории МНР несколько тектоно-магматических и металлогенических ареалов, каждый из которых охватывает несколько структурно-формационных (структурно-металлогенических) зон, образовавшихся в единую геологическую и металлогеническую эпоху.

В северном мегаблоке МНР находятся описанные в предыдущих разделах выступы докембрийского основания. Здесь установлена минерализация, обязанная своим происхождением метаморфогенной металлогении (проявления абразивного сырья, железистых кварцитов, слюдоносных пегматитов и др.). В одном из выступов (Хангайское нагорье) выявлены раннедокембрийские массивы габбро-анортозитовой формации, которые

по возрасту, составу и рудной специализации сопоставимы с каларским и джугджурским анортозитовыми комплексами Сибирской платформы. В массивах анортозитов Хангая установлены апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды.

Характерной чертой строения тектономагматического (металлогенического) ареала позднего рифея — раннего кембрия является широкое развитие пород офиолитовой ассоциации, образующих протяженные пояса (Идэро-Джидинский, Гоби-Алтайский, Баянхонгорский, Прихэнтэйский), разделенные выступами доверхнерифейского основания. Одновременно с заложением офиолитовых поясов в зоне сочленения с жестким Тувино-Монгольским срединным массивом формировалась Прихубсугульская СФЗ с корой переходного типа. В ее пределах в отложениях чехла срединного массива образовались месторождения фосфоритов одноименного крупного бассейна.

Офиолитовые комплексы в целом отличаются фемическим профилем минерализации: хромитовая, тальковая, асбестовая и нефритовая минерализация в связи с гипербазитами; титаномагнетитовое и никелево-медное оруденение, ассоциированное с габброидами. Незначительное по масштабам скарновое магнетитовое и золото-сульфидное оруденение связано с гранитоидами. Известны также проявления железа в виде железисто-кварцевой и железисто-яшмо-кварцевой рудных формаций, проявления марганца и медножильной рудной формации. Практическое значение имеют пока только фосфориты, хотя перспективы описываемого ареала (и соответственно позднерифейско-раннекембрийской металлогенической эпохи) на целый ряд полезных ископаемых оцениваются в целом положительно.

Территория МНР является единственным звеном Урало-Монгольского пояса, где к настоящему времени не известны сколько-нибудь значительные рудные объекты, связанные с раннегеосинклинальным вулканизмом. С точки зрения авторов, это обусловлено незначительным уровнем изученности геосинклинальных комплексов. Как хорошо известно, доорогенная металлогения чрезвычайно богата и разнообразна. Это хорошо видно на примере Урала. Кроме того, доорогенными комплексами в значительной мере предопределяется металлогения более поздних тектономагматических (металлогенических) эпох и этапов.

Ряд аспектов потенциальной доорогенной металлогении МНР, в частности перспективы ее колчеданосности рассмотрены Е.С.Контарем и др. [16]. По нашему мнению, Идэрская, Тарято-Селенгинская, Джидинская зоны могут представлять интерес как потенциальные колчеданосные провинции, аналогичные Южно-Сибирскому колчеданно-полиметаллическому поясу, где известны такие месторождения, как Озерное, Тызыл-Таш, Кызыл-Таштаг и др.

Озерная, Баянхонгорская и другие зоны являются объектами для поисков колчеданных руд, близких к кипрскому типу. Терригенно-флишеидные геосинклинали Монгольского Алтая и Хангая-Хэнтэя, сформированные в более молодые металлогенические эпохи, по-видимому, представляют собой потенциальные колчеданосные провинции филизчайско-

го (или холоднинского) типа. В зонах с карбонатными толщами венда — нижнего кембрия (Прихубсугульской и др.) имеются реальные перспективы для обнаружения стратиформного свинцово-цинкового оруденения того же типа, который свойствен Северо-Американской платформе.

В раннепалеозойском тектономагматическом ареале МНР выявлены следующие рудные формации, практическая значимость которых изучена недостаточно: железо-яшмо-кварцитовая, связанная с терригенными флишеидными формациями; железо-скарновая, полиметаллическая скарновая, полиметаллическая жильная, золото-сульфидно-кварцевая, медно-скарновая, тяготеющие к поясам развития тоналит-плагиогранитных и тоналит-гранодиоритовых массивов среднего — позднего кембрия; золото-сульфидно-кварцевая — в рифтогенно-геосинклинальных комплексах Южной Монголии. Последняя перспективна также в отношении колчеданно-полиметаллического и медно-колчеданного оруденения [7]. С крупными каледонскими гранитными батолитами в Западной Монголии связана незначительная редкометальная минерализация. Собственно каледонская металлогеническая эпоха, как считают В.А.Кузнецов [19] и другие исследователи, в отличие от раннекаледонской (салаирской) для территории МНР малопродуктивна.

Герцинская металлогеническая эпоха — одна из ведущих для территории МНР. В палеотектоническом отношении это эпоха замыкания Палеотетиса, практически прекратившего существование к первой половине карбона. К проявлениям железа, свойственным и более ранним металлогеническим эпохам, в среднем палеозое добавляются в большом количестве проявления полиметаллов, меди, золота, серебра, подавляющая часть которых тяготеет к полям развития девонских и каменноугольных гранитоидов. Среди щелочных пород Северной Монголии — продуктов ТМА, как и в АССО, известны раннедевонские уртиты — производные ТМА, которые представляют собой ценное сырье на глинозем и другие связанные с переработкой нефелина компоненты. Выявлены первые проявления вольфрама.

Южно-Монгольская раннегерцинская геосинклинальная система рассматривается нами в качестве потенциальной колчеданоносной провинции уральского типа. При этом следует иметь в виду, что по причине значительной переработки геосинклинальных комплексов орогенным магматизмом колчеданное оруденение в них может быть в значительной степени регенерировано. Примером такого регенерированного месторождения является месторождение Салхит (Тумуртыйн-Ово) — скарновое цинковое, по мнению изучавших его геологов ГДР. Предпринятый одним из авторов книги анализ позиции этого месторождения позволил предложить иную его генетическую модель и рассматривать месторождение как колчеданно-полиметаллическое, регенерированное в орогенную стадию.

К концу среднего — началу позднего палеозоя почти вся территория МНР (кроме самой южной Солонкерской зоны) имела зрелую континентальную кору. В пределах позднепалеозойского тектономагматического ареала хорошо выражена определенная симметрия расположения магматических формаций. В центре ареала (Хангайское нагорье) находится "ядро", сложенное батолитообразными телами гранитоидов известко-

во-щелочного ряда (хангайский магматический комплекс) и обрамленное с севера и юга широкими поясами развития терригенных и вулканических толщ с вулканогенными образованиями известково-щелочного, субщелочного рядов. К востоку от "ядра" ареала прослеживаются мелководные морские и континентальные прогибы. Эта площадная магматическая и структурная зональность хорошо видна на всех обзорных картах МНР и с ней полностью согласуется металлогеническая зональность.

В позднепалеозойский металлогенический этап сформировались месторождения и проявления меди (в основном медно-молибденовая, медно-скарновая формации), пространственно связанные с известково-щелочными вулканитами раннего — среднего карбона, ранней перми, а также с субщелочными монзонит-сиенит-граносиенитовой и гранит-лейкогранитной формациями. С селенгинским комплексом поздней перми — раннего триаса (или  $T_1$ ?), представленном дайками гранитоид-порфиоров, генетически связано медно-молибденовое (порфиоровое) месторождение Эрдэнтуин-Обо. Однако, формационная самостоятельность даек порфиоровых гранитоидов признается не всеми исследователями. Многие из них склонны рассматривать дайки как производные заключительной (или дополнительной) фазы многофазной гранитоидной серии. Важную роль в размещении медного оруденения здесь играют поперечные северо-западные разломы. В позднепалеозойскую металлогеническую эпоху образовались проявления золота (золото-кварцевой, золото-серебряной, золото-редкометальной, золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций), тантала, ниобия, лития (танталоносные граниты и пегматиты), редких земель, циркония и ниобия в связи с редкометальными щелочными гранитами и псевдолейцитовыми сиенитами, полиметаллов, олова, вольфрама (касситерит-вольфрамит-кварцевая формация), редко флюорита. Цирконий-ниобий-редкоземельное оруденение с флюоритом, ассоциированное с редкометальными щелочными гранитами, раньше было известно только в Южной Монголии (Ихэ-Богдинский массив). Сравнительно недавно аналогичная комплексная минерализация выявлена в Северо-Западной Монголии (хр. Монгольский Алтай). Минерализация генетически связана с малоглубинным многофазным щелочно-гранитоидным комплексом послераннекаменноугольного (скорее всего, позднепермского) возраста.

В ранне- и позднемезозойские металлогенические эпохи сформировались месторождения и проявления: медно-молибден-порфиоровые, шеелит-сульфидные скарновые, редкометальные грейзеновые, оловянные и вольфрамитовые (касситерит-сульфидная, кварц-вольфрамитовая, кварц-вольфрамит-касситеритовая рудные формации), флюоритовые (месторождение Урген), редкоземельно-карбонатитовые (Мушугай-Худук, Лугин-Гол). Интенсивные процессы мезозойского рудообразования развивались в связи с тектономагматической активизацией, но проявились они по-разному. С формированием сводовых поднятий раннемезозойского периода активизации и внедрением гранитоидных массивов связана оловянная, вольфрамовая, молибденовая, золоторудная и редкометальная минерализации. Наибольший практический интерес представляют формации танталоносных гранитов и пегматитов, онгонитовая, касситерит-сульфидная, касси-

терит-силикатная, вольфрамит-касситерит-кварцевая, вольфрамит-кварцевая, фенкит-флюорит-берtrandитовая, редкоземельно-редкометаллическая и др.

Со структурами позднемезозойского рифтогенеза, сложенными эффузивно-осадочными толщами, со щелочно-базальтоидной формацией ассоциирует эпитермальный рудный комплекс, включающий важнейшую в промышленном отношении флюоритовую гидротермальную формацию, проявления золото-серебряной, серебро-сульфосольной и ртутной рудных формаций. В Монгольском Алтае А.А.Оболенским, А.С.Борисенко и другими установлена своеобразная ферберит-антимонитовая минерализация. В Центрально-Гобийской зоне в связи со щелочно-ультраосновной формацией позднего мезозоя проявлен мушугай-худукский редкометалло-редкоземельный карбонатитовый комплекс с флюоритом. С кайнозойскими щелочными базальтоидами в трубках взрыва связаны находки ювелирных хризолитов и пиропов.

## КУБА

С целью выяснения общих закономерностей глубинного строения, тектонической эволюции и металлогении подвижных поясов, рассмотрим с единых позиций на примере острова Куба молодую геосинклиналь Больших Антильских островов, которая в общих чертах обнаруживает сходство с Уральской геосинклиналью.

### Краткая характеристика геологии и глубинного строения

Остров Куба представляет собой одну из характерных геологических структур Мексиканско-Карибского региона.

Геологическое строение Кубы отличается большой сложностью. По ряду особенностей остров можно рассматривать как линейную подвижную зону [36]. В пределах этого региона выделяется земная кора трех типов: континентальная, океаническая и промежуточная. На о-ве Куба земная кора относится к промежуточному типу. Наибольшие значения мощности коры (30 км) приурочены к центральной части острова, наименьшие (20 км) — к области сочленения внутренней эвгеосинклинальной и внешней миогеосинклинальной зон. Подошва и поверхность консолидированной коры в большинстве случаев изогнуты конформно, образуя как положительные, так и отрицательные формы. Однако на западе Кубы отмечается некоторое несоответствие в залегании подошвы и коры. В этом случае наблюдаются сложные формы соответствия рельефа поверхности Мохо и поверхности консолидированной коры. Мощности базальтового и гранитного слоев примерно одинаковые и изменяются от 10 до 15—17 км.

Земная кора Кубы рассечена глубинными разломами на ряд блоков. Важнейшим из разломов является Главный шов, где мощность коры сок-

ращается, составляя 13–20 км. Некоторые граничные и межблоковые глубинные разломы уходят в мантию. Наличие сейсмических границ в верхней мантии, а также расчеты давлений под подошвой коры свидетельствуют о том, что вещество верхней мантии неоднородно и имеет аномальный характер с наличием областей разуплотнения.

В современной структуре Кубы выделяется два главных структурных яруса (рис. 17). В качестве нижнего структурного яруса выделяется мезозойско-раннекайнозойское покровно-складчатое сооружение, а к верхнему ярусу относят позднекайнозойский осадочный чехол этого сооружения. Каждый из ярусов характеризуется свойственным только ему структурным планом, разной степенью дислоцированности комплексов пород и особыми типами внутренних структурных элементов [25, 33]. Покровно-складчатое сооружение, выступающее в роли фундамента по отношению к осадочному чехлу, обладает сложным внутренним строением. Оно распадается на целый ряд тектонических зон и мегазон с различным формационным составом мезозойских и нижнепалеогеновых образований, с разным возрастом и стилем тектонических деформаций, по-разному и неоднократно проявленных, с разной тектонической природой и происхождением.

В структуре Кубы выделяется несколько крупных мегазон, протягивающихся через весь остров с запада на восток: 1) Северная мегазона с миогеосинклинальным типом юрских и меловых отложений и палеоцен-среднеэоценовым возрастом тектонических деформаций, выраженных в виде шарьяжей и складчатых покровов; 2) Центральная мегазона с эвгеосинклинальным типом разреза меловых отложений и широким развитием меловых магматических пород, в том числе офиолитовой серии, испытавших складчатые деформации в кампанском веке позднего мела, после которых произошло внедрение позднемеловых гранитоидов быстро сменявшееся накоплением кампан-маастрихтского и раннепалеогенового молассовых комплексов; 3) Южная мегазона (Эскамбрай, о-в Хувентуд, частично регион Пипар-дель-Рио на западе Кубы), характеризующаяся развитием юрско-меловых эпиконтинентальных терригенных и карбонатных отложений и образовавшихся по ним мезозойских метаморфических комплексов; 4) юго-восточная мегазона (Сьерра Маэстра) с эвгеосинклинальным вулканоплутоническим формационным типом разреза ранне-среднеэоценовых образований, испытавших складчатые деформации в среднем эоцене, после которых произошло образование средне-верхнеэоценового молассового комплекса.

Наряду с продольной зональностью Кубы, намечается также определенная изменчивость в строении мегазон по их простирацию, отражающая поперечную сегментацию Кубинской островной дуги.

Сравнительный анализ строения, формационного состава и особенностей магматизма структурно-формационных зон Кубы и их глубинного строения позволяет объединить эти СФЗ в сравнительно ограниченное число главных тектонических элементов, имеющих также и палеотектонические (и, естественно, металлогеническое) значение.

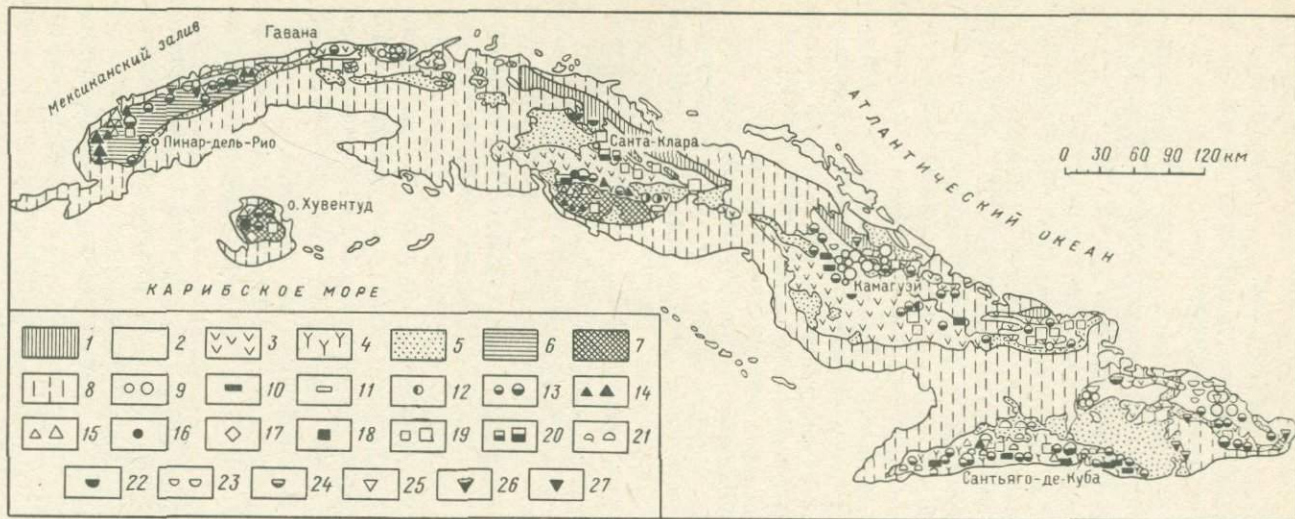


Рис. 17. Металлогеническая схема Кубы. По Ю.Ю. Бугельскому и др

Структурно-формационные комплексы:

1 — континентальных окраин ( $T - P_2$ ), 2 — офиолитовая ассоциация (до  $K_2$ ?); 3–5 — островных дуг (3 — меловой ( $K_1? - K_2$ ), 4 — палеогеновой ( $P_1 - P_3^2$ ), 5 — терригенно-карбонатный комплекс ( $P_2 + P_3^{2-3}$ ); 6, 7 — континентальных блоков (6 — неметаморфизованные ( $J_{1-2} - K_2?$ ), 7 — метаморфизованные ( $? - J$ ); 8 — неоплатформенные ( $P_3 - Q$ ); 9–27 — рудные ассоциации их месторождения или рудопроявления: 9 — хромитовая, 10 — скарново-магнетитовая, 11 — магнетит-халькопиритовая, 12 — халькопирит-молибденитовая, 13 — халькопиритовая, 14 — пирит-халькопиритовая, медноколчеданная, 15 — пирит-сфалерит-галенитовая, пирит-полиметаллическая, 16 — сфалеритовая, 17 — вольфрамитовая, 18 — золото-антимонитовая, 19 — кварц-золото-сульфидная, 20 — золото-лиственитовая, 21 — тодоркит-пирролюзитовая, 22 — псиломелан-кремнистая, 23 — гётитовая, железо-кобальт-никелевая, 24 — нонтронитовая, никелевая, 25 — каолинит-гипситовая, 26 — гётит-гипситовая, 27 — гётит-гематит-диаспировая

Северная миогеосинклинальная область, объединяющая структурно-формационные зоны Ремедьос, Камахуани, Пласетас, Эсперанса и северную зону Сьерра-дель-Росарио, отличается последовательной сменой с севера на юг условий мелководной карбонатной седиментации (зона Ремедьос) обстановками глубокого карбонатного и кремнистого осадконакопления. По своей природе эта область однозначно определяется как пассивная окраина Северо-Американского континента. Это вытекает из большого сходства в строении карбонатных разрезов юры и мела Северной Кубы и внутренних частей Багамской плиты, из наличия латеральных переходов между ними и хорошо подтверждается геофизическими данными об однотипном континентальном характере земной коры во всей этой области. Наиболее северная (в пределах Кубы) часть этой области, соответствующая зоне Ремедьос с типичным для нее непрерывным от верхней юры до маастрихта разрезом мелководных известняков и эвапоритов, отвечает шельфу континентальной окраины. В направлении на юг шельф постепенно переходит в континентальный склон и подножие, следы которых распознаются в меловых и верхнеюрских отложениях зон Камахуани, Пласетас, Эсперанса и на севере Сьерра-дель-Росарио. Это выражается в широком развитии терригенных и карбонатных турбидитов с признаками сноса обломочного материала с севера, северо-запада и северо-востока, в перемежаемости их с известняками, а также в возрастающей роли (особенно в альб-сеноманской части разреза) радиоляриевых кремней и кремнистых сланцев. Все это указывает на прогрессивное углубление бассейна седиментации в южном направлении.

Эвгеосинклинальная область Кубы, представленная зонами Саса, Лас-Тупас, Байя-Онда, Аурас, Нипе-Кристалль-Баракоа и Сьерра-Маэстра, занимает более южное положение по сравнению с миогеосинклинальной, хотя ее образования частично надвинуты на последнюю. Общим для всех зон эвгеосинклинальной области является присутствие в них фрагментов мезозойской океанической коры и островодужных вулканических комплексов мелового, а в зоне Сьерра-Маэстра и палеогенового возраста.

Фрагменты мезозойской коры океанического типа представлены офиолитовой ассоциацией и состоят из пород габбро-гипербазитового ряда (дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, серпентинитов, кумулятивных габбро, троктолитов, комплекса параллельных даек, плагиогранитов), а также толеитовых базальтов, терригенно-кремнистых пород позднего или раннемелового возраста. Петрохимические особенности вулканогенных пород поздне-мезозойского офиолитового комплекса указывают на их сходство с океаническими толеитовыми базальтами. Аллохтонное положение этих пород на комплексах континентальной окраины, реже на меловых островодужных образованиях обусловлено их тектоническим выжиманием из зоны Главного офиолитового шва — сутуры Северо-Карибского окраинно-морского бассейна.

Иное происхождение имеют гипербазиты Восточной Кубы, являющиеся аллохтонными отторженцами поздне-мелового мантийного диапира, внедрение которого вызвало раскол восточной части меловой вулканической дуги и последующее образование (в результате раздвига) локально-

го рифтогенного субокеанического бассейна с коротким периодом развития, завершившимся в середине эоцена сжатием и дивергентным выжиманием покровов на север и юг. Представляется, что офиолитовая ассоциация Кубы, как и на Урале фиксирует рифтогенную стадию развития геосинклинали.

Меловые островодужные вулканические комплексы, широко представленные на Западной, Центральной и Восточной Кубе, являются составными частями крупной Протокубинской островной дуги. Они представлены известково-щелочной дифференцированной вулканической серией от базальтов до риолитов, возраст которой меняется от апта до кампана в Западной и Центральной Кубе и до маастрихта включительно в Восточной Кубе. Характерно обилие пирокластических пород, свидетельствующих о центральном типе вулканических извержений, и морское осадконакопление, в том числе образование карбонатных пород, накапливавшихся в депрессиях между вулканическими центрами. Формирование вулканических комплексов завершилось в конце мела внедрением гранитоидных интрузий, относящихся к габбро-диорит-плагиогранитной, габбро-сиенитовой и тоналит-гранодиоритовой формациям, типичным для островных вулканических дуг. Однако гранитоидный магматизм проявился в пределах вулканической дуги крайне неравномерно, он приурочен, главным образом, к ее Центральному сегменту. Однако и здесь, например, в зоне Саса, он, как и кислые вулканические и субвулканические образования, в основном развит на южном крае дуги. В расположенной восточнее зоне Лас-Тунас, гранитоиды, наоборот, преимущественно развиты на северном ее крае, что указывает на крайне дифференцированную тектоническую и геодинамическую обстановку, в которой формировалась Протокубинская островная вулканическая дуга в конце мела. На это же указывает факт возрождения островодужного вулканического режима в крайней юго-восточной части Протокубинской дуги в палеогене (зона Сьерра-Маэстра) на фоне полного затухания магматической деятельности в остальной, большей ее части, которая, начиная со второй половины кампана, превратилась в амагматическую область.

Южная область развития юрско-меловых эпиконтинентальных терригенных, карбонатных и вулканогенно-осадочных образований, в ряде случаев метаморфизованных в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, а также блоков домезозойского метаморфического основания объединяет зоны Сьерра-де-лос-Органос, Кангре, южную зону Сьерра-дель-Росарио, Эскамбрай и о-в Хевентуд. Она резко отличается от всех остальных структурно-формационных зон Кубы. Напротив, по литолого-формационным особенностям юрские и меловые отложения этой области имеют много общего с аналогичными по возрасту комплексами пород примыкающей к Карибскому региону Южно-Американской континентальной окраины. Поэтому в пределах южной области Кубы возможно выделение комплексов (в форме чешуй или аллохтонных пластин) фундамента Южно-Американской континентальной окраины (например, диафторированные гнейсы и кристаллические сланцы Альгарробо) и ее мезозойского (в основном юрского и мелового) эпиконтинентального чехла. Накопление

чехла происходило в мелководных прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствует обилие фрагментов растительных остатков в юрских терригенных отложениях и дельтовые фации их накопления. Некоторое углубление бассейна, сопровождавшееся появлением флишоидных фаций, отмечено на севере южной области Кубы при переходе от разрезов зоны Сьерра-де-лос-Органос на северо-восток, к разрезам южной зоны Сьерра-дель-Росарио.

В поздней юре и раннем мелу резко возросло разнообразие фациальных типов отложений чехла, что было вызвано начавшейся тектонической фрагментацией Южно-Американской континентальной окраины. Эпиконтинентальное терригенное осадконакопление в поздней юре и мелу сохранилось лишь в собственно материковой части Южно-Американского континента, тогда как на отколовшихся и дрейфовавших на север континентальных фрагментах (о-в Хувентуд, Эскамбрай, аллохтонные пластины зон Сьерра-де-лос-Органос, Сьерра-дель-Росарио) терригенная седиментация сменилась карбонатной, а в рифтогенных зонах (Кангре, некоторые комплексы Эскамбрая) стали формироваться даже вулканогенно-карбонатные толщи позднеюрского и мелового возраста. Накопление чехольных и деструктивных комплексов прекратилось только в позднем мелу.

Таким образом, выясняется, что в современной структуре Кубы участвуют тектонически совмещенные гетерогенные образования, принадлежавшие ранее к Северо-Американской и Южно-Американской континентальным окраинам, меловой Протокубинской островной дуге, Северо-Карибскому субокеаническому бассейну и к разнообразным структурам рифтогенного типа.

### Краткий металлогенический очерк

На территории республики Куба распространены рудные месторождения различных генетических классов — магматические, контактово-метасоматические, гидротермальные, осадочные и экзогенные (см. рис. 17). Куба может рассматриваться как единая металлогеническая провинция, поскольку эндогенные месторождения в ее пределах развиты во всех крупных геологических структурах, характеризующихся общностью происхождения. Из эндогенных месторождений наибольшее промышленное значение имеют месторождения меди, пирита с полиметаллическим оруденением (аналогичные колчеданным и колчеданно-полиметаллическим месторождениям Урала), хрома, меньшее — месторождения золота, вольфрама, марганца и некоторых других металлов. Однако главное богатство недр Кубы определяется наличием экзогенных месторождений, особенно кор выветривания на массивах ультраосновных пород, образующих крупные месторождения никеля и кобальта в восточной части острова. С экзогенными процессами связаны также залежи оксидных железных руд и бокситов.

Месторождения различных рудных ассоциаций и генетических типов образовались в тесной связи с формированием тех или иных структур-

но-формационных комплексов, что в первую очередь и определяет самые общие закономерности пространственного размещения оруденения.

Так, в тесной связи с офиолитовыми гипербазитами и базитами развиты месторождения хрома, никеля, отчасти кобальта и железа, однако при этом промышленные концентрации некоторых рудных ассоциаций могут возникать в различное геологическое время и вследствие различных процессов. Например залежи хромитовых руд образуются на этапе формирования самих альпинотипных гипербазитов, а месторождения никеля, кобальта и железа связаны с этапом гипергенного изменения вмещающих гипербазитов в значительно более позднее время. Пространственно совмещенными с этими комплексами могут оказаться гидротермальные месторождения золота (золото-кварц-сульфидные), образованные в связи с наложением гидротермальных процессов этапа формирования островной дуги.

Комплексы, образующие островные дуги, включают жильные медные месторождения, а также небольшие месторождения и рудопроявления железа в скарнах, золоторудные жилы и рассеянное медно-молибденовое (порфировое) оруденение. Жильные медные месторождения образовались в вулканогенно-осадочных породах в орогенный этап (средний — поздний эоцен), когда происходили активизации ранее консолидированных структур, сопровождающаяся внедрением серии даек среднего и кислого состава. Скарново-железорудные месторождения отчетливо ассоциируют с поднеделовыми и эоценовыми интрузивами, формируясь, главным образом, в их экзоконтакте и непосредственно завершая магматическую деятельность. Рудопроявления молибдена тесно связаны с гранитоидами как позднемелового, так и эоценового возраста.

В комплексах, слагающих континентальные сиалические блоки, развиты месторождения меди, линзообразные колчеданные залежи, содержащие повышенные концентрации свинца, цинка, иногда меди, а также небольшие месторождения вольфрама и золота. Локализация этих месторождений определяется структурно-металлогеническими факторами (в частности наличием складок и разрывов в каком-либо рудоносном горизонте). Жильное медное оруденение (месторождение Матаамбре в провинции Пинар-дель-Рио) контролируется системой разрывов, разделяющих рудное поле на ряд блоков. Внутри отдельных блоков оруденение приурочено к более благоприятным хрупким породам. Линзообразные залежи колчеданов, содержащие сульфиды цветных металлов, контролируются шарнирами поперечных складок и межпластовыми разрывами, причем отдельные горизонты сланцев могут играть экранирующую роль.

Небольшие ферберитовые и золото-сурьмяные месторождения в блоках метаморфических пород (на о-ве Хувентуд) локализуются около крупного разлома; они парагенетически связаны с серией поздних даек среднего и кислого состава. Имеются основания считать, что месторождения хрома, никеля, кобальта располагаются исключительно в пределах блоков, сложенных древней корой океанического типа, тогда как жильные месторождения меди и золота приурочены к островодужным комплексам (месторождения Эль-Кобре, Сан-Фернандо, Хукаро), либо к песча-

нико-алевролито-сланцевой толще в блоке Пинар-дель-Рио (Матаамбре). Главные месторождения массивного пирита с галенитом, сфалеритом и халькопиритом развиты среди терригенных или терригенно-карбонатных метаморфизованных комплексов в блоках Пинар-дель-Рио и Эскамбрай. Среди континентальных блоков своими металлогеническими особенностями выделяется метаморфический массив о-ва Хувентуд, где установлены небольшие вольфрамовые, а также золото-сурьмяные месторождения и рудопоявления ртути, не встречающиеся в других металлогенических районах Кубы.

Главные рудные районы Кубы — Пинар-дель-Рио, Лас-Вильяс и Ориенте — характеризуются развитием месторождений одних и тех же генетических типов и располагаются в различных геологических блоках. В соответствии с геологической историей и особенностями строения, а также в зависимости от наличия конкретных структурно-вещественных комплексов в этих блоках преобладают те или иные типы месторождений.

Западный рудный район располагается в пределах антиклинория Пинар-дель-Рио, где на обширной площади обнажаются сиалические (верхне-коровые) образования, а комплексы коры островодужного и океанического типов заметно редуцированы, поэтому здесь проявлены многочисленные и достаточно крупные линзообразные колчеданные залежи с медью, свинцом и цинком. В этом же рудном районе находится самое крупное на Кубе жильное месторождение меди — Матаамбре. В размещении крупных месторождений наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в приуроченности их к главным продольным тектоническим структурам, разделенным на ряд блоков и осложненным поперечной складчатостью. Так, выделяющиеся здесь рудные узлы Матаамбре-Франциско, Мантуа-Кастельяно и Хукаро-Буэнависта контролируются пологим продольным разломом северо-восточного простирания, но на размещение оруденения большое влияние оказывают и поперечные (Северо-западные) крутопадающие разрывные нарушения, а также согласные разломы и локальные складчатые структуры. Обособленные рудные поля и месторождения приурочены к узлам сопряжения разрывных нарушений, участкам их изгибов и локальным особенностям складчатых структур. Это хорошо видно на примере крупного рудного поля Матаамбре-Моно. Оно локализовано на участке, где заметно изменяются элементы залегания складчатых структур и внутриформационных согласных разломов. В его пределах широко развиты поперечные разрывные нарушения, которые в совокупности с другими особенностями геологического строения рудного поля создали благоприятные условия для возникновения крупных рудных концентраций.

Обширный центральный рудный район приурочен к антиклинориям Тринидад, Санта-Клара и Камагуэй, где развиты образования почти всех структурно-формационных комплексов. Здесь проявлена наиболее полная гамма рудных месторождений, но в отличие от Пинар-дель-Рио в данном районе отсутствуют крупные сульфидные (колчеданные) месторождения с медью. Только в метаморфических породах Эскамбрая установлены крупные залежи дисульфидов железа, но они содержат очень низкие концентрации меди и цинка. Месторождения того же типа встречаются и к северо-

ру от Эскамбрая, в пределах развития островодужных образований. В этом районе более широко распространены кварц-золоторудные месторождения с сульфидами в вулканогенно-осадочных породах, а также месторождения рассеянного золота в листовенитах среди пород офиолитовой ассоциации.

В секторе Лас-Вильяс-Камагуэй имеются интересные медно-молибденовые месторождения порфирирового типа. Здесь же установлены небольшие скарново-железородные месторождения иногда с наложенной медной минерализацией. Эти месторождения образованы в связи с гранитоидными массивами главного этапа тектономагматической активизации. В данном районе, как и в Пинар-дель-Рио, размещение месторождений подчинено главным структурным элементам — разломам и складкам. Основные рудоносные зоны (Сан-Хосе-Хобоси, Сан-Фернандо-Лос-Сэрос, Виктория-Гуагинанго) располагаются в зонах крупных продольных разломов, имеющих северо-западное простирание. На размещение отдельных рудных полей и месторождений влияют поперечные крутопадающие разломы, а также пологие внутриформационные нарушения. Максимальные сгущения месторождений и рудопроявлений совпадают с границей блока Эскамбрай, определяемой зоной глубинного долгоживущего разлома.

Характерная черта металлогении центрального рудного района — наличие многочисленных хромитовых месторождений в секторе Камагуэй, залегающих среди альпинотипных гипербазитов и базитов офиолитовой ассоциации.

Восточный рудный район Кубы (Ориенте) также контролируется складчато-блоковыми структурами антиклинория Сьерра-Маэстра с более развитой (зрелой) земной корой в их пределах. В рудном районе, особенно в южной его части, широко распространены раннекайнозойские островодужные комплексы. Этим обусловлено значительное разнообразие типов рудопроявлений и их общего количества. Здесь выявлены крупные месторождения гетитовой железо-кобальт-никелевой и хромитовой рудных формаций, связанных с ультраосновными породами. Жильное месторождение меди Эль-Кобре залегает в породах палеогенового вулканогенно-осадочного комплекса, среди которых устанавливаются многочисленные гидротермальные месторождения марганца, связанные с вулканокластическими образованиями. Колчеданные линзообразные залежи с медью, свинцом и цинком развиты незначительно и только в виде небольших рудопроявлений. В размещении медно-рудных и марганцевых месторождений важную роль играет зона дислокаций близширотного простирания, следующая по границе между антиклинорием Сьерра-Маэстра и Восточно-Кубинским синклинорием. Выделяющиеся здесь рудные зоны и узлы приурочены к участкам пересечения и сопряжения продольных субширотных разломов с поперечными, северо-восточными нарушениями.

Таким образом, основные проявления эндогенной металлогенической активности на Кубе связаны с периодом магматической деятельности при формировании отдельных блоков океанической коры, а также с этапом завершения консолидации островных дуг в мелу и в эоцене. Последний из указанных эпизодов оказался самым продуктивным, что в

значительной степени было обусловлено возросшей зрелостью земной коры

Процессы формирования рудоносных кор выветривания начались сразу после консолидации островных дуг. Образование основной массы промышленных экзогенных рудных месторождений относится к более поздней металлогенической эпохе, начавшейся в плиоцене с объединения Кубинского палеоархипелага в один обширный остров современных очертаний. Процесс корообразования интенсивно протекали вплоть до настоящего времени заметно опережая явления разрушения кор выветривания под воздействием эрозионных и абразивных процессов.

Среди рудных месторождений экзогенного происхождения на Кубе наибольшее значение имеют месторождения коры выветривания, развитые на породах офиолитовой ассоциации — альпинотипных гипербазитах и габброидах. Железо-кобальт-никелевые месторождения таких кор выветривания распространены в основном на приподнятых расчлененных участках рельефа, активно дренируемых за счет большого количества выпадающих атмосферных осадков.

Формирование рудопоявлений и месторождений бокситов на Кубе происходило в корях выветривания как на породах основного состава, так и на терригенно-осадочных образованиях. Перспективными представляются также участки распространения продуктов ближнего переотложения кор выветривания. Эти продукты в ряде случаев являются кондиционными никелевыми рудами, слагая отдельные участки месторождений. Особенно важную роль процессы переотложения играли в формировании проявлений и месторождений бокситов на закарстованной поверхности известняков. Можно предположить, что как и на Урале, формирование бокситов связано с корами выветривания предороговой стадии развития геосинклинали.

В заключение краткого обзора металлогении Кубы отметим, что генетические аспекты геологии рудных месторождений этого региона давно привлекают внимание многих специалистов по прогнозированию месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых в различных типах геосинклинальных складчатых областей. В этом отношении особый интерес вызывает колчеданное оруденение Кубы.

Согласно представлениям М.Б.Бородаевской, А.И.Кривцова, Е.П.Ширая колчеданосные провинции Урала и Кубы обнаруживают определенное сходство между собой и относятся к типу колчеданосных провинций энсиматических островных дуг, формировавшихся на коре океанического типа. Это сходство, по их мнению, заключается в наличии в системах островных дуг обоих регионов зон ранней стабилизации, постепенном отмирании вулканизма по мере удаления от континента, существенно медно-колчеданном типе рудной минерализации, связи оруденения с дифференцированными вулканидами натровой серии, формировавшимися в режиме вулканических построек центрального типа, частично возвышавшихся над уровнем моря. Кубинская провинция от Уральской отличается терригенным составом осадков зоны, вмещающей колчеданные залежи, и тем, что основная масса колчеданных месторождений приурочена не к внутренним, а к внешним зонам каждой из двух вулканических гряд. Эти раз-

личия определенным образом влияют на металлогеническую специализацию рудоносных формаций и условия локализации колчеданного оруденения в регионах. Это, в свою очередь, предопределяет разный комплекс поисковых критериев и признаков.

Сравнительная характеристика особенностей эволюции металлогении внутриконтинентальных и окраинно-континентально-океанических подвижных поясов свидетельствует о большом сходстве общего плана их развития. Металлогеническая зональность в обоих случаях обусловлена последовательным формированием (и соответствующим более ранним замыканием) во времени структурно-вещественных рудных комплексов от края платформы во внутрь формирующейся геосинклинали. Соответственно в первом случае возникают симметричные с омоложением последовательно сменяющие друг друга рудоносные структуры к центру рудного пояса, во-втором — асимметричные рудные пояса, более молодые рудные зоны которых, наоборот, последовательно сменяются в направлении от островной дуги к континенту, что особенно отчетливо отмечается также в металлогенической провинции Чили.

## Глава 5

### ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Отечественная геологическая наука в области изучения проблем теоретической и прикладной металлогении в своем длительном развитии достигла значительных успехов. В основе современных металлогенических разработок лежат представления ведущих исследователей рудных месторождений. Важный вклад в металлогению разных типов и видов рудных месторождений внесли советские геологи: В.И.Смирнов, Ю.А.Билибин, А.Д.Щеглов, Г.А.Твалчрелидзе, Д.В.Рундквист, В.А.Кузнецов, И.Г.Магакьян, Н.А.Шило, М.Б.Бородаевская, Д.И.Горжевский, А.И.Кривцов, Л.Н.Овчинников, Г.Н.Щерба и др. Всесторонне рассмотрены и установлены особенности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых в структурах земной коры. Выполнен анализ металлогении отдельных регионов и районов, что привело к созданию общей картины металлогении верхней оболочки Земли. Данные об условиях образования и закономерностях проявления рудных и нерудных месторождений в пространстве и во времени, разработка основ металлогении, выяснение причинных связей между формированием структурно-вещественных комплексов коры и приуроченных к ним месторождений позволили разработать основные принципы и методы составления разномасштабных металлогенических и прогнозных карт. В последние годы формационный (в том числе рудноформационный) принцип анализа металлогении положен в основу оценки прогнозных ресурсов различных полезных ископаемых, получивший у нас в СССР официальный статус при крупномасштабном геологичес-

ком картировании и поисках рудных и других месторождений. В настоящей главе книги не рассматриваются все проблемы металлогении, а только те из них, которые относятся к выяснению особенностей металлогении подвижных поясов.

Наиболее общей и характерной чертой всех без исключения подвижных поясов, при этом не только древнего заложения, но и молодых, а также совсем юных, к которым относится большинство современных рифтогенов, является их четкая структурно-вещественная и металлогеническая унаследованность. Как правило, все подвижные пояса в своем развитии полициклически. Более молодые структуры накладываются на древние, приобретая специфические черты изначального состава последних. При этом Д.В.Рундквист [38] выделяет две группы явлений: 1) унаследованность металлогении в ходе неоднократной смены главных геологических процессов (денудация — осадконакопление—метаморфизм—магматизм —вновь денудация и т.д.) с последовательным накоплением рудных элементов в общей геологической истории, в особенности в истории развития разновозрастных геологических систем генетически и пространственно связанных типов зон и 2) унаследованность, проявляющуюся в одном циклическом ряде — осадконакоплении, вулканизме, многофазном и многостадийном метаморфизме, магматизме и формировании рудоносных структур (и, как нам представляется, рудных месторождений, например, полихронных и полигенных). Как указывает Д.В.Рундквист, второй тип унаследования — ведущий при формировании рудных полей и проявляется в интервалах времени, соответствующих десяткам и первым сотням миллионов лет. Однако хотелось бы обратить внимание на существование еще более общих признаков преемственности геологических событий (включая процессы рудообразования) в ходе развития подвижных поясов. Эти признаки можно свести к следующим основным положениям.

1. Развитие подвижных поясов и их металлогении происходит циклично и унаследованно. Структурно-вещественные и рудоносные комплексы одного генетического ряда каждого нового цикла пространственно накладываются на образования предыдущего в границах длительно существовавших "сквозных" структур сверхглубокого заложения, в целом ограничивающих края подвижных поясов с древними платформами.

2. Границы циклов поступательно-циклического развития подвижных поясов соответствуют периодам глобальных перестроек тектонического плана земной коры. Основные рубежи начала и завершения циклов коррелируются в подвижных поясах и окружающих платформах, выдерживаясь на значительных расстояниях. Этим рубежом отвечают региональные континентальные перерывы, в свою очередь совпадающие с периодами инверсий полюсов в палеомагнитной шкале, которые в привязке к абсолютному возрасту геохронологической последовательности фиксируют конечные этапы геотектонических циклов.

3. Реперные геологические формации, нередко с однотипными комплексами рудной минерализации (офиолиты, олистостромы, островодужные вулканы, орогенные сиалические граниты батолитового типа) фиксируют этапы одного и того же режима полициклических геосинклиналь-



ных систем и при наложении более молодых на ранние трансформируют последние, наследуя особенности их вещественного состава.

4. Пространственные границы подвижных поясов и их главные геотектонические элементы в длительной истории формирования поясов существенным изменениям при наложении молодых структур на древние не подвергались. Контуры мио- (или активизированных платформенных окраин) и эвгеосинклинальных областей и границы между ними в целом сохранились при некотором разрастании комплексов осадочного чехла молодых платформ. Соответственно молодые краевые прогибы отступали во внутрь платформ. В целом отмечается ступенчатое наращивание молодых платформ во времени (от цикла к циклу) от границ геосинклиналей во внутрь древних платформ.

5. Кора океанического (базальтоидного) типа при "континентализации" ведет себя консервативно, новая сиалическая кора в ней практически не формируется. Разрастание молодой коры в подвижных поясах происходит в основном в областях остаточных срединных массивов; краевые вулканические пояса (и в целом эвгеосинклинали) не обнаруживают признаков формирования молодой коры. В связи с этим, на больших пространствах подвижных поясов в местах значительного распространения вновь сформировавшихся базальтоидов (наиболее юного цикла) нередко отмечается незавершенность сравнительно рано замкнувшихся геосинклиналей одного цикла и формирование редуцированных в начальных стадиях структур последующего геосинклинального цикла.

Рассмотрим перечисленные положения несколько подробнее. Как известно, все подвижные пояса земной коры контролируются зонами глубинных разломов. С последними генетически и пространственно ассоциируют породы офиолитовой ассоциации — неперменные индикаторы мощных раздвиговых структур, в зоне развития которых происходит длительное по времени растяжение и подъем из глубин разогретого мантийного вещества. Как отмечалось при описании отдельных складчатых областей Урало-Монгольского подвижного пояса, альпинотипные гипербазиты и сопровождающие их другие члены офиолитовой ассоциации широко проявлены в основании эвгеосинклинальных разрезов. Давно замечено, что в пределах подвижного пояса офиолиты фиксируют четыре главных типа глубинных разломов: 1) разломы, приуроченные к местам сопряжения геосинклиналей со срединными массивами; 2) разломы, расположенные внутри геосинклиналей на границах геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий; 3) разломы, прослеживающиеся на границах гео-

Рис. 18. Гипербазитовые пояса земного шара. По К.К.Золотову:

1-4 — гипербазитовые пояса (1 — докембрийские, 2 — каледонские, 3 — герцинские, 4 — альпийские); 5 — подвижные зоны; 6 — предполагаемое продолжение гипербазитовых поясов; 7-11 — месторождения хризотил-асбеста (7 — баженовского подтипа, 8 — лабинского подтипа, 9 — карачавского подтипа, 10 — апогипербазитовые неустановленного подтипа, 11 — неустановленного типа); 12 — месторождения антофиллит-асбеста; 13 — месторождения актинолит-тремолит-асбеста в гипербазитах; 14 — проявления асбеста неустановленного минерального и генетического типа

синклиналей и консолидированных платформенных структур; (4) разломы, проникающие из областей геосинклинальных зон в более древние жесткие, ранее консолидированные складчатые системы (последние разломы часто пересекают геосинклинали в поперечном и диагональном направлениях, в отличие от "пограничных" и внутригеосинклинальных, вытянутых обычно в направлении простираения геосинклиналей).

По данным Г.Хесса, В.Е.Хаина, М.Г.Ломизе и других исследователей, перidotитовые пояса образуют пары (парные пояса, часто сдвоенные, а на Урале и в Монголии — до шести главных поясов). На составленной на-

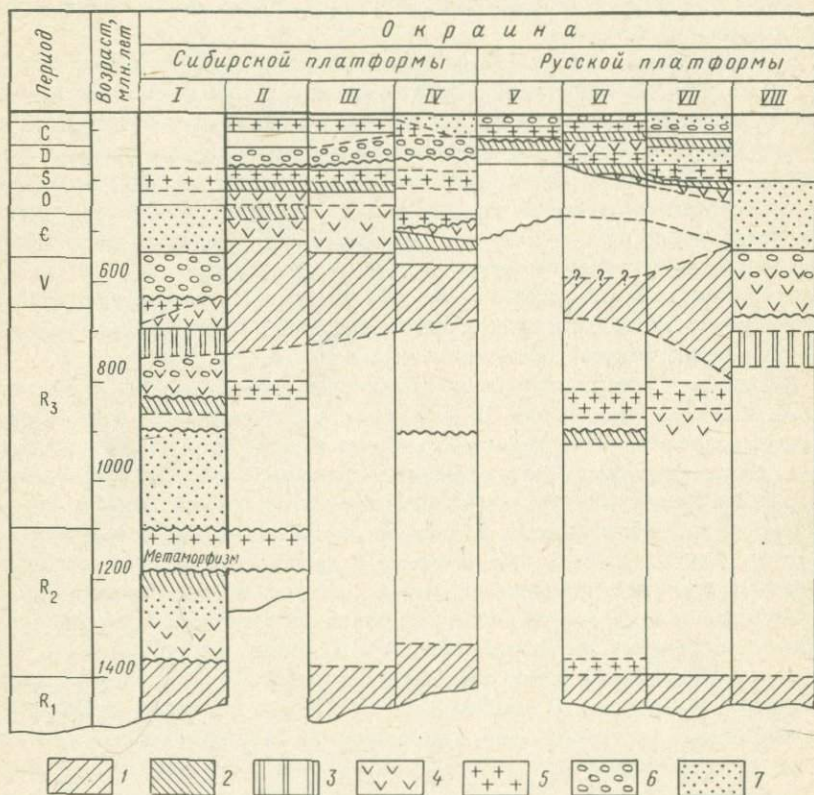


Рис. 19. Корреляция эпох образования офиолитов, олистостром и гранитов в складчатых зонах Палеоазиатского океана. По Н.Л.Добрецову и Л.П.Зоненшайну [12]:

I — Северное Прибайкалье; II — Восточный Саян; III — Северная Монголия; IV — Западный Саян и Тува; V — Чарская зона; VI — Южный Урал; VII — Полярный Урал; VIII — Тиман и Новая Земля; 1—7 — эпохи образования (1 — офиолитовая, 2 — олистостром, 3 — даек, расслоенных габбро, 4 — вулканитов островодужного и рифтового типов, 5 — массового выплавления гранитоидов, 6 — моласс, 7 — терригенных и карбонатных осадков)

ми схеме (рис. 18) гипербазитовые пояса образуют глобальную систему разновозрастных групп, которые, судя по данным геофизических исследований, а также по прямым результатам геологического картирования причленяются друг к другу или переходят из одних геотектонических структур в другие по одним и тем же разломам. Это свидетельствует о длительности их формирования. Детальные исследования в ряде случаев свидетельствуют о пространственном совмещении разновозрастных гипербазитов офиолитовых ассоциаций разных геотектонических циклов в одном и том же глубинном разломе, на что указывалось при характеристике геологии Урала.

Существование на Урале офиолитов разных геотектонических циклов (рифейских и палеозойских) обосновывалось нами в детальной сводке [5]. В настоящее время получены неоспоримые факты широкого развития в Уральском регионе в среднем рифее пород метаофиолитовой ассоциации, где они приурочены к срединным массивам. В 1988 г. в породах среднерифейской офиолитовой ассоциации при геологическом картировании установлены рудопроявления типичных медно-колчеданных руд, по предварительным данным несущих признаки месторождений кипрского типа.

Н.Л.Добрецовым и Л.П.Зоненшайном [12] охарактеризованы рифейско-палеозойские офиолиты 17 районов Северной Евразии, в том числе 8 районов Урало-Монгольского подвижного пояса. Во всех описанных ими районах присутствуют полные разрезы офиолитов, включающие тектонизированные перидотиты (или серпентиниты), габбро, дайковый комплекс и пиллоу-лавы с кремнистыми или углисто-глинистыми осадками. Возраст офиолитов установлен по изотопному составу базальтоидов и палеонтологическим данным переслаивающихся с вулканитами осадков. Анализ полученных данных позволил Н.Л.Добрецову и Л.П.Зоненшайну сделать вывод о дискретности и определенной синхронности процессов формирования офиолитов, а по нашему мнению, и других реперных событий (образования олистостром, моласс, кремнисто-карбонатных осадков, раннегеосинклинальных вулканитов, массового выплавления гранитоидов) в различных, даже сильно удаленных районах (рис. 19). Этими авторами выделяются три эпохи формирования офиолитов, фиксирующих, по их мнению, основные стадии раскрытия океанов, или, в нашем представлении, три начальных цикла геосинклинального развития полициклически подвижных поясов (в данном случае Урало-Монгольского): ранний рифей (1,6—1,4 млрд лет); венд или поздний рифей — ранний кембрий (750—550 млн лет); силур или поздний ордовик — ранний девон (470—370 млн лет). Эпохи главной складчатости и гранитообразования фиксируют периоды орогенеза подвижных поясов и перехода их затем в платформенное развитие.

В целом подвижные пояса формируются практически на одном месте, примерно в первоначальных границах заложения, о чем свидетельствует расположение эвгеосинклинальных зон с офиолитами и "спаренными" с ними миогеосинклиналями (рис. 20).

Перечисленные эпохи соответствуют периодам глобальной перестрой-

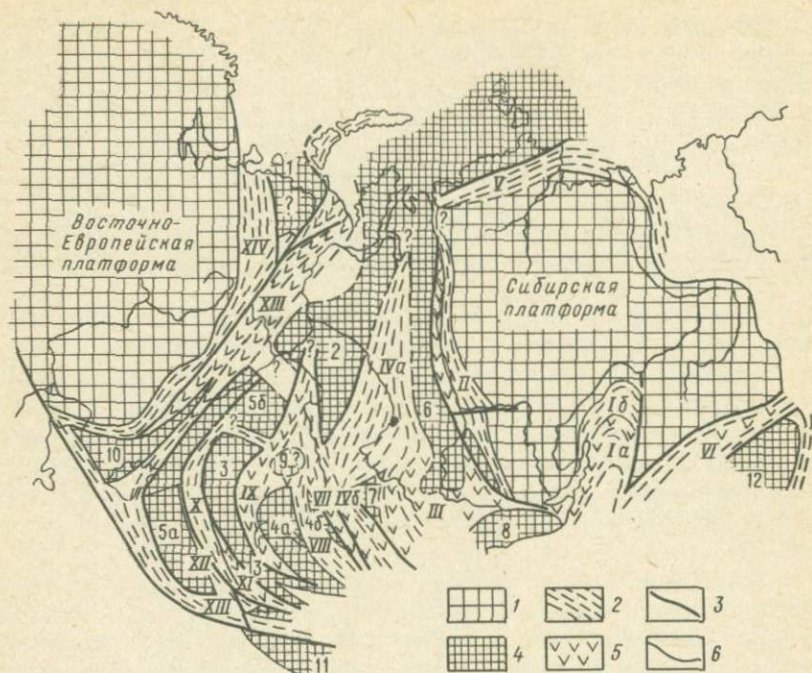


Рис. 20. Палеотектоническая схема Урало-Монгольского пояса для среднего и позднего рифея. По Е. С. Черновой:

1 — древние (эпикарельские) платформы; 2 — срединные массивы с дорифейским (карельским ?) основанием; 3 — прогибы; 4 — офиолиты и прогибы с преобладанием вулканогенных формаций (эвгеосинклинали); 5 — главнейшие разломы; 6 — разломы, границы структур.

Структуры: срединные массивы (1 — Карский, 2 — Надымский, 3 — Улутау-Муюнкумский, 4 — Прибалхашский, а — западный, б — восточный, 5а — Сырдарьинский, 5б — Кокчетавский, 6 — Касский; 7 — Кулундинский или Барнаульско-Рубцовский, 8 — Хамар-Дабан-Сангиленский, 9 — Баянаульский, предполагаемый, 10 — Устюртско-Мугоджарский, 11 — Таримская "глыба", 12 — Бурейнский) прогибы и системы прогибов (I — Байкало-Витимская система: Iа — Баргузино-Витимский, Iб — Байкало-Патомский прогибы, II — Саяно-Енисейская, III — Алтае-Саянская, IV — Обь-Зайсанская: IVа — Обский, IVб — Зайсанский, V — Южно-Таймырская, VI — Монголо-Охотская, VII — Чингизско-Тарбагатайская, VIII — Джунгаро-Балхашская, IX — Киргизско-Терскойская, XII — Чаткало-Нарынская, XIII — Восточно-Уральская и Южно-Тянь-Шаньская, XIV — Тимано-Западно-Уральская)

ки тектонического плана структур земной коры, подтверждаются данными определений возраста, континентальными перерывами с накоплением продуктов кор выветривания, резким изменением положения палеоширот относительно их средних величин (инверсией полярности геомагнитного поля в палеомагнитной шкале). С ними же коррелируются характерные геологические события, установленные нами для Урала [30]: складча-

тость, соскладчатый зональный метаморфизм, соскладчатое анатектическое гранитообразование и характерные магматические формации.

Основные металлогенические эпохи каждого цикла несут черты унаследованности. При этом очень важно подчеркнуть, что длительное полициклическое развитие характерно как для рудовмещающих и рудоносных формаций, так и для последовательно формирующихся рудных ассоциаций и даже отдельных групп месторождений. И те, и другие нередко полихронны и полигенны, при этом рудные (и нерудные) концентрации однотипных металлов и полезных ископаемых формируются иногда на протяжении двух циклов и, нередко начинаясь в одном цикле, завершаются в последующем. Особенно это симптоматично для эпох тектономагнитной активизации, которые приходятся на рубежи перестройки тектонического плана, а также характерно для рудных формаций метаморфогенно-метасоматического типа.

Собственно метаморфогенные месторождения, такие как антофиллит-асбеста, графита, кианита, гранулированного кварца, мусковитовых и редкометальных пегматитов, корундитов и другие, образуются, как правило, в два-три этапа рудообразования в разные металлогенические эпохи, что устанавливается по данным определений возраста рудовмещающих и рудоносных геологических формаций, а также непосредственно по парагенезисам главных минеральных ассоциаций, чему в последнее время способствовали микрозондовые анализы. Так, например, при образовании залежей антофиллит-асбеста вмещающие их гипербазиты вначале серпентинизируются, что происходит на начальных стадиях геосинклинального процесса. В предорогенную стадию развития в гипербазитах под влиянием гидротермально-метасоматических процессов, сопровождающих начальные этапы прогрессирующего сиалического плутонометаморфизма (уровень зеленосланцевой фации) могут возникнуть только лизардит-хризотил-антигоритовые ассоциации во вмещающих гипербазитах — рудоносные для залежей хризотил-асбеста. На уровне проявления амфиболитовой и субгранулитовой фаций сиалического плутонометаморфизма, как показывают детальные исследования, возникают только оливин-энстатитовые ассоциации пород. Антофиллитизация последних, согласно термодинамическим расчетам А.А.Маракушева и других, а также нашим данным, происходит при диафорезе, накладываемом на породы оливин-энстатитовой ассоциации. Для асбестизации необходим еще один этап прогрессивного гидротермального метасоматоза (что соответствует взаимоотношениям рудных парагенезисов), который осуществляется в ходе развития новых геологических событий последующего этапа.

Такую же сложную историю образования имеют другие полезные ископаемые. В мусковитовых и редкометальных пегматитах основной процесс формирования рудных парагенезисов происходит в последующие стадии рудообразования, которые нередко отделены от становления пегматитов большим промежутком времени. Так, например, тантал-ниобиевые пегматиты на Урале формируются в начале в связи со становлением гранитной формации главной орогенной стадии гранитообразования батолитового типа. На стадии формирования верхних красноцветных моласс проис-

ходит внедрение постбатолитовых малых интрузий лейкогранитной формации. С нею генетически, пространственно и во времени связано тантал-ниобиевое оруденение, которое трансформируется в более концентрированные рудные ассоциации редкометальных апогранитов и грейзенов. Одновременно ранние незначительные скопления в пегматитах молибдена, вольфрама и бериллия также трансформируются и переходят в рудоносные апограниты и грейзены. В посторогенное время в начальные стадии платформенного цикла в тех же рудных полях ранее сформировавшееся редкометальное оруденение вновь трансформируется под воздействием эманаций пород щелочно-гранитоидной формации. Развиваются процессы низкотемпературного щелочного метасоматоза, аргиллизации и другие, в связи с которыми молибден-вольфрамовое (с переходом вольфрамита в шеелит) оруденение приобретает стратиформный характер залегания и сопровождается золото-вольфрамовой с теллуридами и висмутом минерализацией, а также радиоактивной, серебряной, а в других районах Урало-Монгольского подвижного пояса и оловорудной минерализацией.

Примеров унаследованного характера оруденения (многостадийного и полихронного) очень много. Главное заключается в другом: общий структурный план рудных узлов и рудных полей всегда сохраняется от одного металлогенического цикла к другому. При этом одни и те же рудоконтролирующие структуры, главным образом, длительно существующие глубинные разломы, служат путями неоднократного проникновения дополнительных порций рудоносных растворов. Последние, трансформируя ранее сформировавшееся оруденение, служат источником отложения новых металлов. При этом отмечается хорошо установленная смена во времени в одних и тех же рудных полях сидерофильных и халькофильных металлов литофильными редкими элементами, а оруденения фемического профиля сиалическим с резким повышением щелочности рудных ассоциаций на стадиях тектономагматической активизации, когда происходит массовое перераспределение рудного вещества (с поступлением нового) и высокая его концентрация. Щелочной магматизм, как известно [49], в общем ряду магматических процессов представляет особое явление и, по данным В.А. Кононовой, Е.Д. Андреева и других, является индикатором периодической активизации мантии Земли.

Для отдельных этапов и стадий рудообразования характерны свои, присущие им генетические типы месторождений (магматические, магматогенно-метасоматические, гидротермальные, контактово-метасоматические, метаморфогенно-метасоматические и др.), при формировании которых одни и те же металлы при их мобилизации и переотложении переходят в новые генетические формы. При этом различные рудовмещающие, рудоносные, рудообразующие и рудогенерирующие формации, часто разных стадий и даже циклов тектономагматического развития подвижных поясов, проявляющихся в одних и тех же рудных полях и узлах, нередко телескопированно наследуют друг друга. Особенно ярко об унаследованности на одном месте свидетельствуют полихронные, многофазные и многостадийные габбро-гранитоидные комплексы смежных СФЗ, в которых фиксируются синхронные явления тектономагматической активизации

разных циклов, несущие полигенное многостадийное оруденение в рамках одной или даже двух металлогенических эпох. В связи с этим, становится непонятным, как можно совместить в несовместимом совершенно разнопорядковые, с точки зрения плитной тектоники, геологические формации, которые якобы изначально зарождаются и проходят длительную эволюцию далеко за пределами их последующего места постоянного "обитания"

Задачи настоящей книги не позволяют нам сделать экскурс в проблему движения материков, но факты говорят о том, что однородные рудные пояса на территории разных континентов принадлежат одним и тем же рудным провинциям, образовавшимся в прошлом, до их дрейфа и значительного удаления друг от друга. К аналогичным выводам пришел ранее Г.А.Твалчрелидзе [40]. Подвижные пояса и их металлогения формировались на месте своего заложения телескопированно, в течение длительного периода времени, охватывающего иногда 2 млрд лет и более. Амплитуды горизонтальных перемещений, которые испытывали окружающие их платформы, по сравнению с глобальными размерами самих подвижных поясов практически ничтожны. Скорости движения континентов также малы, чтобы привести к сгущиванию огромных масс вновь сформировавшихся геологических образований подвижных поясов при столкновении материков. Эти массы — результат вывода на поверхность разуплотненного и разогретого вещества верхней мантии, благодаря движениям которого на поверхности подвижных поясов происходят обусловленные ими процессы формирования рудоносных структурно-вещественных комплексов. Большое значение при этом имеет и разная плотность пород этих вещественных комплексов [50].

\* \*  
\*

Процессы становления структурно-вещественных рудоносных комплексов в подвижных поясах, обусловленные взаимосвязанными явлениями тектогенеза, осадконакопления, магматизма и метаморфизма — многостадийны, охватывают огромные промежутки геологического времени и проявляются унаследованно и в примерных границах своего первоначального заложения. Особенности металлогении, так же как и перечисленные поверхностные явления в земной коре, закономерно связаны во времени и пространстве с подкоровыми движениями из глубин земли разогретого и разуплотненного вещества мантии. Многочисленные данные, в том числе о характере глубинного строения подвижных поясов, свидетельствуют в пользу прямой связи формирующихся рудоносных структур поверхности Земли с эндогенными процессами, происходящими в ее подкоровых частях. Эти же данные не позволяют, как показал ранее В.И.Смирнов, сделать какие-либо новые выводы об особенностях металлогении подвижных поясов с позиций тектоники плит, которая к ранее полученным результатам по этой проблеме ничего не добавляет и, по нашему мнению, противоречит современным достижениям в области региональной геологии и геофизики.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А.А., Паталаха Е.И.* Геодинамика земной коры Казахстана.—Алма-Ата, Наука, 1980.
2. *Альпинотипные гипербазиты Урала: информационные материалы /К.К.Золоев, Д.С.Штейнберг, М.Я.Шмаина и др.—Свердловск.: Изд. УНЦ АН СССР, 1985.*
3. *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы и общие закономерности развития материков/Тектоносфера Земли.—М., 1978.—С. 79—108.
4. *Ван дер Воо Р., Джонсон Р., Перру Э.* Каледонская и герцинская история столкновений в Северо-Американских Аппалачах на основе палеомагнитных данных//Геофизика. 27 МГК, с. 08, Докл. Т. 8.—М., 1984.—С. 175—184.
5. *Геологическое развитие и металлогения Урала /К.К.Золоев, М.С.Рапопорт, Б.А.Попов и др.—М.: Недра, 1981.*
6. *Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики.—М., 1980.*
7. *Главнейшие геологические и рудные формации и проблемы металлогении МНР /В.И.Коваленко, Н.С.Зайцев, В.В.Ярмолюк и др.//Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XIV — Металлогения Урало-Монгольского пояса.— М., 1985.— С. 128—137.*
8. *Глубинное геологическое строение и геодинамика литосферы территории СССР /А.А.Смыслов, А.Л.Яншин, В.Ю.Зайченко и др.//Геология Советского Союза, 27 МГК, к. 01. Докл. Т. 1.—М.,—С. 15—26.*
9. *Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала /В.М.Нечеухин, Н.Г.Берлянд, В.Б.Соколов и др.—Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1986.*
10. *Глубинное строение центральной Азии по геотранверсу Тянь-Шань—Памир—Гималаи /В.В.Белоусов, Б.С.Вольвовский, И.С.Вольвовский и др.//Тектоника Азии. 27 МГК, к.0,5Докл. Т.5.—М., 1984.—С. 24—32.*
11. *Горжевский Д.И., Макеева И.Т.* Рудные формации. — М.: Изд. ВИНТИ, 1986.
12. *Добрыцов Н.Л., Зоненшайн Л.П.* Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии//Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.—Новосибирск, 1985.— С. 181—193. *Циклическость формирования*
13. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей.—М.: Недра, 1984.
14. *Золоев К.К., Полов Б.А., Рапопорт М.С.* Магматизм, металлогения и структурно-формационное районирование палеозойд Урала//Эволюция магматизма Урала. Информационные материалы.—Свердловск, 1987.—С. 74—86.
15. *Ильинский Ю.В., Кузнецов В.А.* Основные черты металлогении Алтае-Саянской складчатой области//Закономерности размещений полезных ископаемых.— Т. XIV. Металлогения Урало-Монгольского пояса.—М., 1985.— С. 103—114.
16. *Контарь Е.С., Либарова Л.Е., Ган Баатар Т.* О доорогенной металлогении Монголии//Геология руд. месторождений.— 1980.—№ 6.—С. 72—78.
17. *Кривцов А.И.* Интерпретация генезиса рудных месторождений //Рудные месторождения (Итоги науки и техники).— М.: Изд. ВИНТИ, 1986.— Т. 15.
18. *Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые /Под ред. Д.В.Рундквиста.—Л.:Недра, 1978.*
19. *Кузнецов В.А.* Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении.— Новосибирск: Наука, 1988.
20. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.

21. *Левин В.Я.* Проблемы интрузивного щелочного магматизма Урала//Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала.—М., 1983.—С. 100—110.

22. *Ленных В.И., Белякова Л.Т.* Рифтогенный и геосинклинальный доордовикский вулканизм западного склона Урала//Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала.—Свердловск, 1986.—С. 25—49.

23. *Магматизм* в геологической истории и структуре Урала /О.А.Кондаин, Н.А.Румянцева, А.М.Маревич и др.// Эволюция магматизма Урала. Информационные материалы.—Свердловск, 1987.—С. 61—74.

24. *Милановский Е.Е.* Тектоническое районирование СССР// Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.—1987.—№ 5.—С. 30—47.

25. *Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д.* Тектоника Кубы//Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов.—М., 1987.—С.113—151

26. *О принципах металлогенического районирования Урала* /К.К.Золоев, Е.С.Контарь, В.Я.Левин и др.//Тектоника и металлогения Урала.—Свердловск, 1980.—С. 3—8.

27. *Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса* /А.Н.Леонтьев, Б.А.Литвиновский, С.П.Гаврилова, А.А.Захаров. —Новосибирск: Наука, 1981.

28. *Паталаха Е.И.* О некоторых важнейших вопросах современной тектонической теории//Изв. АН КазССР. Сер.геол.—1983.—№ 3.—С. 1—12.

29. *Плюснин К.П.* Особенности эволюции структурного контроля эндогенного рудообразования в полициклической истории Урала//Рудообразование в геологической истории Урала.—М., 1987.—С. 137—146.

30. *Положение магматизма и метаморфизма в геологической структуре и истории Урала* /Д.С.Штейнберг, Б.А.Попов, К.К.Золоев и др.//Эволюция магматизма Урала.—Свердловск, 1987.—С. 7—60.

31. *Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов* /М.Б.Бородаевская, Д.И.Горжевский, М.М.Константинов и др.// Сов. геология.— 1984.—№ 6.—С. 3—12.

32. *Проблемы петрологии и металлогении областей активизации на Урале* /К.К.Золоев, В.Я.Левин, А.И.Лисицын и др.// Сов. геология. — 1986.—№ 10.— С. 74—81.

33. *Пуцаровский Ю.М. Моссаковский А.А.* Геологическая карта Кубы//Вестник АН СССР.—1986.—№ 10.—С. 113—119.

34. *Радкевич Е.А.* Региональная металлогения.—М.: Недра, 1987.

35. *Рапопорт М.С.* Палеозойские гранитоиды позитивных зон восточного склона Урала (корреляция и особенности эволюции)//Типы магматизма Урала. Информационные материалы.—Свердловск, 1987.—С. 8—16.

36. *Рудные месторождения Кубы*/Ю.Ю.Бугельский, О. Вискес, Н.И.Григорьева и др.—М.: Наука, 1985.

37. *Рудность и геологические формации структур земной коры* /Под ред. Д.В.Рундквиста.—Л: Недра, 1981.

38. *Рундквист Д.В.* Современные проблемы металлогении// Вестн. АН СССР.—1984.—№ 5.—С. 74—85.

39. *Смирнов В.И.* Эндогенная металлогения//Тектоносфера Земли.— М., 1978.— С. 121—176.

40. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогения земной коры. — М.: Недра, 1985.

41. *Тектоносфера Земли*/Под. ред. В.В.Белоусова. — М.: Наука, 1978.

42. *Ферштатер Г.Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. —М.:Наука, 1987.

43. *Формирование земной коры Урала*/С.Н.Иванов, В.Н.Пучков, К.С.Иванов и др. — М.: Наука, 1986.

44. *Хаин В.Е.* Региональная тектоника СССР: нерешенные вопросы. //Вестн. МГУ. — Сер. 4. Геология. — 1987. — № 5. — С. 21—29.

45. *Штейнберг Д.С., Попов Б.А.* Магматизм и геологическое развитие Урала//Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала. — М., 1983. — С. 5—19.

46. *Шуб В.С.* Континентальные перерывы в докембрийской истории Урала//Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала. — М., 1983. — С. 115—120.

47. *Щеглов А.Д.* Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики). — Л.: Недра, 1987.

48. *Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии*/Г.Б.Ферштатер, Л.В.Малахова, Н.С.Бородина и др.—М.: Наука, 1983.

49. *The evolution of the igneous rocks.* Princeton: Princeton Univ.press, 1979. 588 p.

50. *Kushiro I.* Changes with pressure of degree of partial melting and  $K_2O$  content of liquiq in the system  $Mg_2SiO_4$ — $KAlSiO_4$ — $SiO_2$ — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1980, vol.79, p.267—211.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава 1. Подвижные пояса, геологические и рудные формации.</b>	
Общие понятия и термины . . . . .	6
Типоморфные структуры и структурно-формационные зоны подвижных поясов . . . . .	6
Главные геологические и рудные формации подвижных поясов, их металлогеническая специализация . . . . .	19
Определение формаций, их соотношение с рудными объектами . . . . .	19
Некоторые замечания об объеме и границах формаций . . . . .	25
Распределение рудного вещества во времени и в пространстве . . . . .	41
<b>Глава 2. Особенности глубинного строения подвижных поясов . . . . .</b>	<b>49</b>
<b>Глава 3. Главные типы рудоносных площадей подвижных поясов . . . . .</b>	<b>58</b>
<b>Глава 4. Особенности геологического строения и металлогении подвижных поясов . . . . .</b>	<b>64</b>
Урал . . . . .	65
Структурно-тектоническая характеристика . . . . .	65
Глубинное строение . . . . .	74
Очерк геологического строения и развития региона . . . . .	80
Особенности рудообразования и металлогении . . . . .	101
Центральный и Восточный Казахстан, Северный Тянь-Шань . . . . .	110
Тектоническая позиция и глубинное строение . . . . .	110
Краткий очерк геологического строения и развития . . . . .	115
Особенности металлогении и металлогенические эпохи . . . . .	124
Алтае-Саянская складчатая область . . . . .	130
Структурно-тектоническое районирование и краткий очерк геологического строения . . . . .	131
Основные этапы развития . . . . .	137
Краткий обзор особенностей металлогении . . . . .	142
Монголия . . . . .	148
Основные черты геологии и тектонической эволюции . . . . .	148
Особенности металлогении . . . . .	164
Куба . . . . .	168
Краткая характеристика геологии и глубинного строения . . . . .	168
Краткий металлогенический очерк . . . . .	173
<b>Глава 5. Вопросы эволюции металлогении подвижных поясов . . . . .</b>	<b>178</b>
Список литературы . . . . .	188

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

**Золов Ким Карпович**  
**Попов Борис Алексеевич**  
**Рапопорт Михаил Семенович и др.**

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И  
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

Заведующий редакцией *В.А.Крыжановский*  
Редактор издательства *Л.А.Журавлева*  
Обложка художника *В.П.Христинина*  
Художественный редактор *Г.Н.Юрчевская*  
Технические редакторы *Ю.В. Втехина, Н.С. Анашкина*  
Корректор *Л.В.Зайцева*  
Оператор *В.Д.Зуева*  
ИБ7383

---

Подписано в печать с репродуцируемого оригинал-макета 29.12.89. Т — 20132.  
Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. офсетная № 2. Гарнитура Универс. Печать офсет-  
ная. Усл.-печ. л. 12,0. Усл. кр.-отт. 12,25. Уч.-изд. л. 14,45. Тираж 1000 экз.  
Зак. № 73. /1588—2. Цена 2 р. 90 к.  
Набор выполнен на наборно-пишущей машине

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра".  
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Тульская типография при Государственном комитете СССР  
по печати.  
300600, г. Тула, проспект Ленина, 109.

2007-1

2 р. 90 к.

5258

НЕДРА